



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
" Scienze della Terra "

CICLO_XXIV_

COORDINATORE Prof. Luigi Beccaluva

Geomorfologia e Geodiversità della Sierra de Grazalema (Andalusia, Spagna)

Settore Scientifico Disciplinare _GEO/04_

Dottorando

Dott. Suma Andrea

Tutore

Prof. Mantovani Franco

Tutore

Prof. Gracia Prieto Francisco Javier

Anni 2009/2011



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
" Scienze della Terra "

CICLO_XXIV_

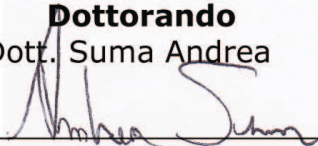
COORDINATORE Prof. ____Luigi Beccaluva____

Geomorfologia e Geodiversità della Sierra de Grazalema (Andalusia, Spagna)

Settore Scientifico Disciplinare _GEO/04_

Dottorando

Dott. Suma Andrea


(firma)

Tutore

Prof. Mantovani Franco


(firma)

Tutore

Prof. Gracia Prieto Francisco Javier


(firma)

*“Felice chi, avendo
veduto quelle cose, va sotto la
terra; egli sa della vita termine ed
inizio, entrambi dati da Zeus”*

(Pindaro, Frammento 137)

*“Chi non viaggia non
conosce il valore degli uomini”*

(Ibn Baṭṭūṭa)

*"De la cueva salen largos sollozos.
(Lo cárdeno sobre el rojo).
El gitano evoca países remotos.
(Torres altas y hombres misteriosos)
En la voz entrecortada van sus ojos.
(Lo negro sobre el rojo).
Y la cueva encalada tiembla en el oro.
(Lo blanco sobre el rojo)*

(F. García Lorca, *Cueva*. Poema del Cante jondo)

Riassunto

Il progetto relazionato alla presente tesi di Dottorato ambisce a fornire una nuova caratterizzazione ed interpretazione degli elementi attinenti alla *geomorfologia* ed alla *geodiversità* dell'area della Sierra de Grazalema (Andalusia sudoccidentale, Spagna). A tale scopo, si è tentato di ricavare elementi oggettivi di valutazione (caratterizzazione morfometrica, parametrizzazione di variabili spaziali, mappe di dettaglio, ecc.) oltre che ad affinare modelli di evoluzione morfologica preesistenti associati ai due massicci carsici dell'area di studio, il Massiccio di Grazalema e quello del Libar. Relativamente a quest'ultimo punto, fondamentale è stato cercare di definire le relazioni tra l'evoluzione morfostrutturale e geologica dei due Massicci e lo sviluppo dei sistemi carsici e fluviali dell'area.

L'area di studio si caratterizza per una straordinaria quantità, varietà e distribuzione spaziale di evidenze morfogenetiche associate (pressoché esclusivamente) ad un sistema morfodinamico di natura carsica. Questa notevole mole di elementi della geodiversità ha reso opportuno il ricorso a strumenti di rappresentazione e di raccolta dei dati spaziali innovativi, in particolare attraverso la progettazione e l'implementazione di un *database* strutturato degli elementi di rilevante valore geologico e geomorfologico dell'area (Sierra de Grazalema Database). In questo modo si è cercato di giungere ad una consapevolezza affinata, arricchita (rispetto ai dati di letteratura) e, soprattutto, *spazialmente georiferita* dei processi in atto e delle forme presenti nell'area di studio. Lo scopo finale di questo processo operativo è divenuto, pertanto, quello di inventariare la geodiversità e supportarla con ricostruzioni affidabili e di significativo impatto rappresentativo, basate su di un'attenta ricostruzione dei processi geomorfologici che hanno contribuito ad accrescerne il valore.

L'approfondito studio preliminare delle fonti bibliografiche ha dimostrato come la zona della Serrania de Grazalema sia già stata oggetto di indagini relative ad ambiti di ricerca molto diversi. Nel dettaglio, ottimo è il livello delle conoscenze relative alla ricostruzione dell'evoluzione geologica e del quadro paleogeografico di questo settore della Cordigliera Betica Occidentale; di contro, limitata e non esaustiva è stata l'interpretazione della morfodinamica carsica del suo paesaggio. Per tale ragione, sono stati inizialmente analizzati e rielaborati gli elementi del quadro climatico, biogeografico e pedologico della zona. Tali elementi forniscono dati qualitativi e quantitativi utili alla definizione delle variabili che condizionano i processi in atto in questo momento nei massicci carsici.

In seguito, utile si è rivelata la ricostruzione di uno schema di riferimento relativo alla geologia stratigrafica ed a quella strutturale, specie considerando la complessità geologico-strutturale di questo settore delle Zone Esterne Subbetiche (noto anche come Penibetico).

Una volta definito questo schema di riferimento multidisciplinare si è passati all'inventariazione morfometricamente dettagliata di tutte le meso- e macroforme esocarsiche dell'area di studio. Data la significativa estensione di quest'ultima (circa 285 km²), si è reso necessario adottare un'opportuna metodologia di indagine che consentisse una copertura del rilievo pressoché totale. In questo senso, il ricorso alle più recenti tecniche di *Remote Sensing* (oltre che all'applicazione originale di nuove) ha reso possibile lo svolgimento di tale compito. Nel dettaglio, interpolando dei livelli informativi corrispondenti ai tematismi disegnati in ambiente GIS con un DTM di opportuna risoluzione (10 metri), si è ottenuta la modellizzazione della distribuzione spaziale e la misura di parametri morfometrici delle doline e dei polje (che caratterizzano tanto il Massiccio di Grazalema quanto quello del Libar), oltre ad informazioni numeriche indirette estremamente valide alla definizione dell'entità della morfodinamica carsica di alcuni settori (stima del grado di ribassamento delle superfici di corrosione per spianamento carsico dei polje della Sierra del Libar,

analisi di distribuzione delle doline, ecc.). Le misure parametriche ottenute, unite alla rielaborazione di dati di letteratura relativi a fattori concorrenti all'insacco ed allo sviluppo della morfogenesi carsica sono stati opportunamente trattati al fine di ricavare una mappa della suscettibilità alla carsificabilità superficiale.

Dopo aver presentato un inventario ragionato delle principali cavità carsiche della zona e delle corrispondenti reti endocarsiche sono state proposte alcune considerazioni sull'evoluzione dei massicci della Serrania de Grazalema. Non disponendo di datazioni assolute né di evidenze di depositi quaternari indeformati, si è tentato di mostrare come, mettendo assieme dati di letteratura validati (e correttamente georiferiti) con le evidenze morfologiche rilevate sia possibile ricostruire la cronologia relativa dei sistemi carsici più rilevanti della zona e, allo stesso tempo, ridefinire in maniera accurata le relazioni tra struttura/evoluzione geologica del massicci e lo sviluppo delle reti speleogenetiche e fluviali circostanti.

Infine, è stata presentata l'applicabilità di un sistema innovativo ed economicamente vantaggioso per promuovere e gestire la geodiversità dell'area del *Parque Natural de la Sierra de Grazalema*, attraverso la progettazione di un'applicazione WebGIS (GeoDIV), interamente sviluppata attraverso una collaborazione esterna con software di tipo Open Source.

Abstract

The project related to the present PhD thesis aims to provide a new characterization and interpretation of the main features related to the geomorphology and geodiversity of the Sierra de Grazalema (southwestern Andalusia, Spain). To this end, we attempted to obtain objective evidences of discrimination (morphometric characterization, parameterization of spatial variables, detailed maps, etc.), as well as to refine existing models of morphological evolution related to the karstic massifs of the study area, the Grazalema Massif and the Libar Massif. On that latter point, it was important to try to define connections between the geological and morphostructural evolution of the two Massifs and the development of the local karstic and fluvial systems.

The study area is characterized by an extraordinary amount, variety and spatial distribution of morphogenetic evidences (almost exclusively) associated to a morphodynamic karstic system. New instruments of representation and innovative collection of spatial data were necessitated by this large quantity of geodiversity features, in particular through the design and implementation of a structured database related to the elements relevant to geological and geomorphological interest (Sierra de Grazalema Database). In this way we tried to reach an improved, enriched (if compared to literature data) and, above all, spatially georeferenced awareness of active processes and forms which are present in the study area. The ultimate goal of this operative process relies on the inventorying of the elements of geodiversity and on supporting it with reliable and of high representative impact reconstructions, based on a careful modeling of the geomorphological processes that have contributed to increasing its value.

The preliminary in-depth analysis of bibliographic references has shown that the Serrania de Grazalema area has already been the subject of investigations related to very different fields of study. In detail, the level of knowledge relating to the geological and paleogeographic framework of this sector of the Western Betic Ranges is very well developed; on the contrary, the interpretation of the karstic landscape morphodynamics revealed to be limited and not exhaustive. For this reason, the main elements of the climatic, biogeographical and pedological framework of the area were initially tested and revised. These elements provide qualitative and quantitative data useful for the assessment of the variables that affect the current processes on karst massifs.

In addition, the definition of a stratigraphical and structural outline has proved useful for the general purposes of the project, especially considering the geological and tectonic complexity of this sector belonging to the Subbetic Outer Zones (also known as Penibetic).

Once defined this multidisciplinary general framework we passed to the high morphometrical detail inventorying of the meso- to macroscale exokarstic landforms of the study area. Given the significant extension of the zone (about 285 km²), an appropriate methodology of detection was adopted to get an almost complete coverage of the massifs. In this sense, the carrying out of this task was possible by using the most recent Remote Sensing techniques or by their original application.

In detail, by interpolating the thematic layers (corresponding to the GIS features designed) with a DTM of adequate resolution (10 meters), the modeling of the spatial distribution and the assessment of morphometric parameters of the sinkholes and polje (which characterize both the Grazalema and the Libar Massifs) was obtained, as well as an indirect numerical information extremely valuable to the definition of the extent of karst morphodynamics of some sectors (rates of lowering of lateral corrosional surfaces of the Sierra Libar polje, analysis of distribution of sinkholes, etc.). The parametric measurements obtained, together with the revision of literature

data relating to competing factors in triggering and developing karst morphogenetical features, have been properly treated in order to produce a map of the susceptibility to surface karstification.

After presenting a reasoned inventory of the main karstic caves of the area and of the related endokarstic networks, some considerations on the evolution of the massifs of the Serrania de Grazalema were put forward. As there are no absolute datings nor evidences of undisturbed Quaternary deposits in the zone, we attempted to show how, by combining literature validated data and correctly georeferenced data with some morphological evidence, the relative chronology of the most important karstic systems in the area can be reconstructed, as well as, the accurate relationships between the structural and geological evolution of the massifs and the progression of the networks of local rivers can be inferred.

Finally, through the design of a proper WebGIS application (GeoDIV), developed by using Open Source software, was presented the applicability of an innovative and near-to-zero cost system to promote and manage the geodiversity of the area of the *Parque Natural de la Sierra de Grazalema*.

Abbreviazioni e terminologia di riferimento

2D – bidimensionale.

3D - tridimensionale.

Aspect - funzione di analisi spaziale superficiale che fornisce l'orientazione della direzione di massima pendenza della superficie topografica.

Band ratioing - rapporto tra bande di immagini multispettrali.

Bit Error filtering - filtro per la riduzione del rumore legato ai pixel, solitamente risultato di picchi nei dati causati da pixel isolate con valori estremi scorrelati dall'immagine di appartenenza. Tale rumore conferisce all'immagine un caratteristico effetto sale e pepe.

Brovey Transform - metodo di fusione delle immagini utile per aumentare visivamente il contrasto tra le parti alte e basse dell'istogramma dell'immagine stessa.

Campiña - caratteristica zona collinare di medio-bassa altitudine della Spagna meridionale.

CSR (Complete Spatial Randomness, Casualità Spaziale Completa) - Misura indicativa del grado di dispersione delle doline nello spazio bidimensionale e, nel caso di esiti molto difforni dal pattern CSR, essa denota che il carsismo di tali depressioni si è sviluppato attraverso processi di erosione superficiale, piuttosto che per collassi casuali.

Curvature - parametro spaziale che definisce il grado di curvatura della superficie del modello.

DB – Database.

DBMS – Database Management System.

DEM – Digital Elevation Model.

ENVI - ENvironment for Visualizing Images,

Garganta - in castigliano, genericamente, *gola*.

ICA - Instituto de Cartografía de Andalucía.

IOI - Iron Oxide Index.

Llano - in spagnolo, *polje*, depressione carsica dall'accusata planarità del fondo.

GeoDIV DB - Geodiversity DataBase

Geosito - beni geologici-geomorfologici di un territorio intesi quali elementi di pregio scientifico e ambientale del patrimonio paesaggistico.

GIS – Geographical Information System.

GIS Spatial analysis 2D e 3D - analisi spaziale bi- e tridimensionale condotta in ambiente GIS.

GPS – Global Positioning System.

Ground truth - processo di verifica delle “verità a terra” per i dati telerilevati a distanza.

GRASS GIS - Geographic Resources Analysis Support System.

HSDPA (High Speed Downlink Packet Access) – protocollo di trasmissione per il collegamento tra una stazione base ed una stazione mobile ad alta velocità.

IGME - Instituto Geologico y Minero de España.

IGN - Instituto Geográfico Nacional.

IHS Sharpening - Intensity Hue Saturation, metodo di fusion di immagini digitali.

Junta de Andalucia - governo della Regione Autonoma dell'Andalusia.

Karren - morfologia carsica.

Landsat 7 ETM+ - satellite più recente facente parte del programma Landsat.

LWIR - Long-wavelength infrared.

Median filtering - tecnica di filtraggio per la riduzione del disturbo in un'immagine.

MIR - Mid-wavelength infrared.

NIR - Near-infrared.

NNI (Nearest Neighbour Index) - Indice del vicino più prossimo.

OS – Open Source.

Pan-sharpening o resolution merging techniques - genericamente, tecniche di fusione di immagini digitali utili a migliorarne la risoluzione spaziale (o spettrale).

Polje - macroforma carsica.

PostGIS – estensione spaziale per il Database Management System PostgreSQL distribuito con licenza GPL.

PostGreSQL – Database relazionale ad oggetti rilasciato con licenza libera.

Quantum GIS o QGIS - GIS Open Source.

Principal Component Analysis (PCA) - metodo di merging di immagini, preferibile quando si desidera che i valori radiometrici (o *color balance*) dell'immagine multispettrale di partenza siano mantenuti quanto più vicini a quelli dell'immagine finale.

Remote Sensing - Telerilevamento

RGB - spazio colore Red Green Blu.

Río - in castigliano, *fiume*.

SdGDB - Sierra de Grazalema Database.

Serrania - insieme di *sierras*.

Shaded relief - Rilievo ombreggiato

Sierra - in castigliano, montagna o, genericamente, rilievo montuoso.

Sink - “buchi” in un modello digitale del terreno.

Stereocaptor © - software a pagamento per la visione stereoscopica e l'editing di immagini

aereofotografiche della società Stereocarto S.l.

SWIR - Short-wavelength infrared.

Thin Plate Spline (TPS) - algoritmo che permette di introdurre deformazioni locali in una serie di dati, particolarmente efficace nel caso si debbano georiferire dati di scarsa qualità.

TIN - Triangulated Irregular Network.

Trasformazione Proiettiva -trasformazione utile nella georeferenziazione di stereocoppie poiché applica una rototraslazione delle coordinate.

TRI (Topographic Roughness Index) - indice che esprime la variabilità della superficie ed è una buona approssimazione del potenziale di propagazione di elementi di disturbo sulla superficie stessa (flussi, movimenti gravitativi concentrati, ecc.).

UMPC – Ultra Mobile Personal Computer.

VI - Vegetation Index.

VNIR - visible and near-infrared.

WebGIS – Geographical Information System on the Web.

Indice analitico

Geomorfologia e Geodiversità della Sierra de Grazalema (Andalusia, Spagna)

Riassunto	pag. I
Abstract	pag. III
Abbreviazioni e terminologia di riferimento	pag. V
Indice	pag. VIII
1. Introduzione	pag. 2
1.a Presentazione	pag. 2
1.b Antecedenti	pag. 8
1.c Obiettivi	pag. 11
2. Zona di studio	pag. 14
2.a Caratteri Geografici	pag. 14
2.a1 Localizzazione geografica	pag. 14
2.a2 Orografia e idrografia superficiale	pag. 15
2.a3 Clima e dati paleoclimatici	pag. 18
2.a4 Biogeografia	pag. 31
2.a5 Uso del suolo	pag. 33
2.b Caratteri geologici	pag. 39
2.b1 Introduzione generale Cordigliera Betica	pag. 39
2.b2 Stratigrafia	pag. 47
2.b2.1 Subbetico Medio	pag. 48
2.b2.2 Penibetico	pag. 51
2.b2.3 Complesso del Campo di Gibilterra	pag. 60
2.b2.4 Formazioni Post-orogeniche e Quaternario	pag. 66
2.b3 Tettonica e Geologia Strutturale	pag. 69
3. Introduzione alla Geomorfologia Carsica	pag. 82
3.a Carsismo e paesaggio carsico: concetti preliminari	pag. 82
3.b Le rocce carsiche ed il ruolo della dissoluzione chimica	pag. 84
3.c Morfostrutture carsiche	pag. 88
3.d Morfologie carsiche	pag. 90
3.d1 Endocarsismo	pag. 90
3.d2 Esocarsismo	pag. 92

3.d3 Criptocarsismo	pag. 104
3.e Clima e morfogenesi carsica	pag. 106
4. Metodologia	pag. 109
4.a Rilevamento geologico e geomorfologico	pag. 109
4.b Fotointerpretazione classica e 3D	pag. 111
4.c Digitalizzazione dei tematismi e cartografia numerica in ambiente GIS	pag. 115
4.d Analisi spaziale 2D e 3D	pag. 116
4.e Applicazione del Remote Sensing alla mappatura di macroforme carsiche	pag. 118
4.f Progettazione e studio di fattibilità di un WebGIS database	pag. 129
5. Risultati	pag. 133
5.a Caratterizzazione geologica e morfostrutturale dei massicci carsici	pag. 133
5.a1 Cartografia geologica dell'area di studio	pag. 133
5.a2 La Fm Capas Rojas e le coperture triassiche come marker geologici delle fosse tettoniche e dei polje	pag. 135
5.a3 Il ruolo della fratturazione nello sviluppo dei sistemi carsici dei massicci di Grazalema e del Libar	pag. 137
5.a4 Implicazione dei precedenti aspetti sullo sviluppo dei fenomeni carsici e mappa della susceptibilità alla carsificabilità superficiale	pag. 158
5.b Inventario delle forme esocarsiche	pag. 167
5.b1 Karren	pag. 167
5.b2 Doline	pag. 171
5.b3 Polje	pag. 182
5.c Dati relativi all'endocarsismo	
5.c1 Inventario delle cavità endocarsiche di maggior rilevanza	pag. 217
5.d Idrogeologia	pag. 225
6. Considerazioni sull'evoluzione dei massicci carsici di Grazalema e del Libar	pag. 231
7. Applicazione alla gestione della Geodiversità	pag. 255

8. Conclusioni

pag. 260

Bibliografia

pag. 263

A decorative graphic on the right side of the page. It features three blue circles of varying sizes, each composed of concentric circles with a gradient from dark blue to light blue. Two thin blue lines intersect at the top left and extend diagonally across the page, framing the circles.

1. Introduzione

Presentazione del lavoro di ricerca. Breve rassegna degli antecedenti. Elencazione e definizione degli obiettivi

1. Introduzione

1.a Presentazione

Il progetto alla base dello sviluppo della presente tesi di Dottorato nasce dalla necessità di fornire una nuova caratterizzazione ed interpretazione degli elementi attinenti alla *geomorfologia* ed alla *geodiversità* dell'area della Sierra de Grazalema (Andalusia sudoccidentale, Spagna).

In particolare, viene qui presentato l'esito di un'indagine volta a definire e comprendere in maniera accurata le relazioni tra struttura/evoluzione geologica del massiccio dell'intorno di Grazalema (a cavallo tra le province di Cadice e Malaga) e lo sviluppo del sistema carsico e fluviale circostante. La zona oggetto di studio si situa nell'ambito del *Parque Natural de la Sierra de Grazalema* e si caratterizza per la presenza di *sierras* isolate, modellate in successioni a litologia prevalentemente calcarea ed età generalmente giurassica. Il contesto bio- e fitoclimatico, unito indubbiamente alle caratteristiche morfostrutturali degli elementi geologici del settore di studio, ha consentito (e consente) lo sviluppo e la modellazione di un paesaggio carsico tipicamente mediterraneo (proprio, come si vedrà in seguito, di regioni temperato-calde ad umidità variabile). Ne discende, evidentemente, come tale paesaggio si connoti per la presenza di una straordinaria varietà di forme endocarsiche ed esocarsiche, di dimensioni estremamente varie e di frequente con caratteri di assoluta unicità. In relazione a quest'ultimo punto risulta pertanto giustificata la notorietà della *serrania* di Grazalema in virtù dello straordinario valore paesaggistico parzialmente già riconosciuto dagli enti governativi nazionali e locali in termini di geodiversità. Tuttavia, una ricognizione più esaustiva ed attenta (come in seguito verrà mostrato) ha consentito l'inventariazione di ulteriori ed altrettanto significative forme (prevalentemente carsiche) meritorie di un'integrazione nel quadro di protezione complessivo preesistente.

Nell'ambito del presente lavoro, si partirà da una localizzazione generale dell'area di studio in termini geografici, orografici, climatici, biogeografici e pedologici. Naturalmente, particolare rilevanza verrà riconosciuta alla caratterizzazione geologica della zona, tanto in relazione alla sua appartenenza all'elemento orogenico della Cordigliera Betica, quanto ai suoi distintivi elementi di carattere stratigrafico e geologico-strutturale.

Di seguito, riconosciuta la prevalenza e l'abbondante varietà di forme proprie del carsismo, verrà presentata una breve rassegna degli elementi caratterizzanti la geomorfologia carsica e verrà giustificata la scelta e l'aderenza ad alcuni modelli descrittivi ed interpretativi propri di tale sistema.

Nella sua globalità il lavoro di indagine è stato condotto con un approccio metodologico innovativo, specie se posto in relazione al campo di applicazione (la geomorfologia carsica) ed ai precedenti di analoghi studi (in numero molto esiguo). Pertanto, particolare attenzione verrà posta nell'illustrazione delle tecniche d'indagine adottate: rilevamento geologico/geomorfologico, foto-interpretazione, analisi spaziale bi- e tridimensionale con applicativi *GIS* (sia di tipo *Open Source* che commerciale), gestione ed elaborazione di immagini satellitari, *GPS georeferencing*.

A conclusione di tale fase si procederà alla discussione del significato e della bontà dei risultati ottenuti, sia per quanto attiene la caratterizzazione geologica e morfostrutturale dei massicci carsici, sia relativamente all'inventario dettagliato delle forme esocarsiche ed endocarsiche. Come conseguenza, si forniranno considerazioni interpretative circa l'evoluzione del sistema carsico oggetto dell'indagine, specie in relazione ai modelli noti in letteratura.

Infine, si mostrerà la possibilità di realizzare e sviluppare un *database* (DB) strutturato degli elementi della geodiversità rilevati e la sua implementazione e gestione attraverso il ricorso ad interfacce grafiche di tipo *WebGIS*. Questo tipo di approccio, infatti, potrebbe configurarsi come

un valido supporto al consolidamento ed alla diffusione del *geoturismo sostenibile*, fornendo una strumentazione innovativa per la gestione, la fruizione e la promozione degli elementi della geodiversità del Parco Naturale della Sierra de Grazalema.

Dal punto di vista procedurale, l'intero sviluppo dell'attività di indagine può essere sinteticamente ricondotto a tre fasi di lavoro, pressoché equamente distribuite nel corso del triennio del Dottorato di ricerca. Come evidenziato dalla *flow chart* in fig. 1.1, nella **fase 1** si è proceduti al

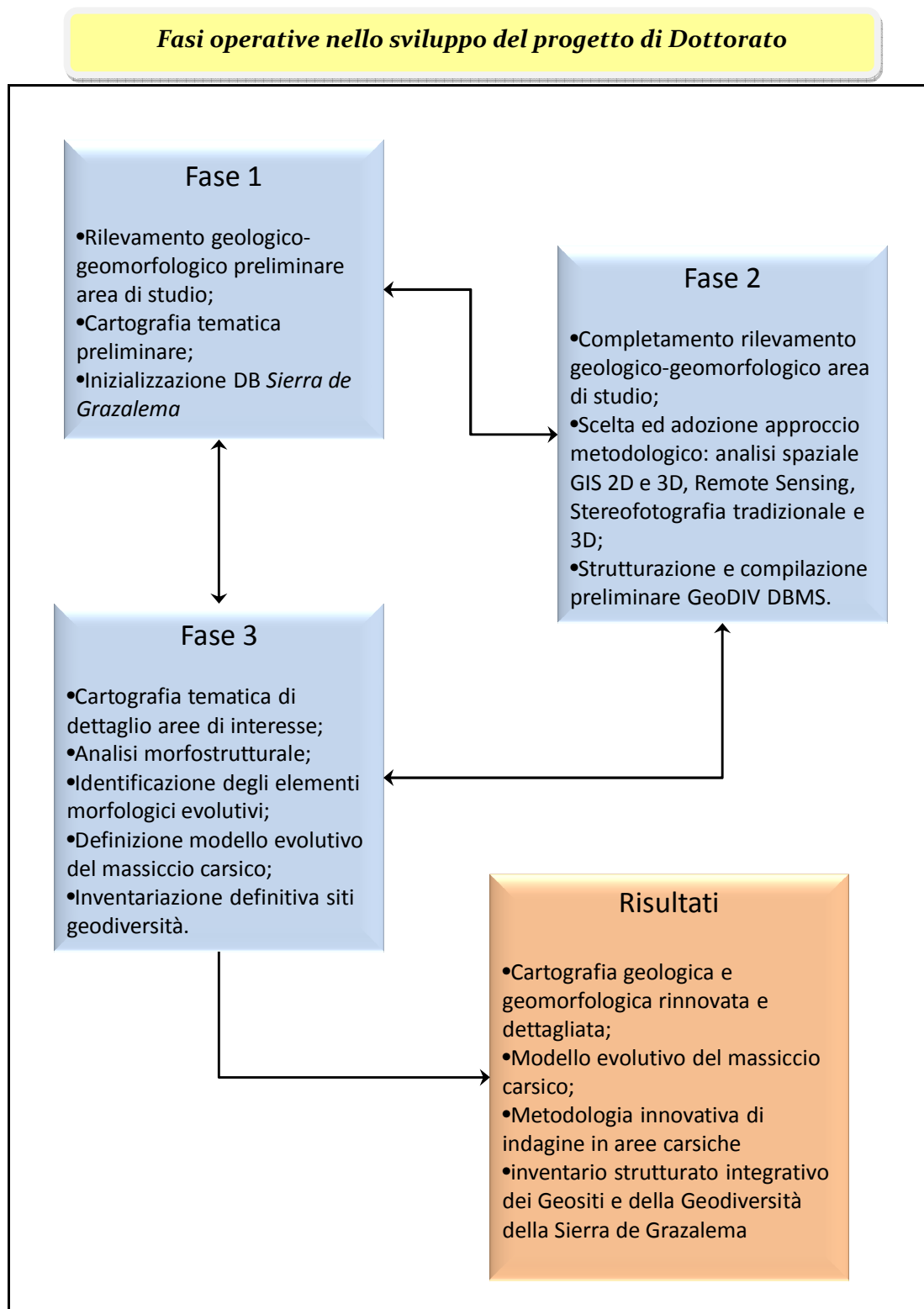


Fig. 1.1 Flow chart riepilogativa delle tre fasi di sviluppo del progetto.

rilevamento geologico-geomorfologico preliminare ed all'acquisizione e gestione di dati tematici utili alla produzione di una cartografia generale dell'area ed all'inizializzazione di un opportuno *database* (DB), all'occorrenza denominato *Sierra de Grazalema DB*; nella **fase 2** da un lato si è portato a termine il rilevamento precedentemente intrapreso, dall'altro si è resa necessaria una scrupolosa ricognizione circa l'approccio metodologico più adeguato alla gestione ed elaborazione dei dati spaziali acquisiti oltre che al loro utilizzo nell'inizializzazione di un DB strutturato della geodiversità (GeoDIV Database Management System); nella **fase 3** si è prodotta una cartografia

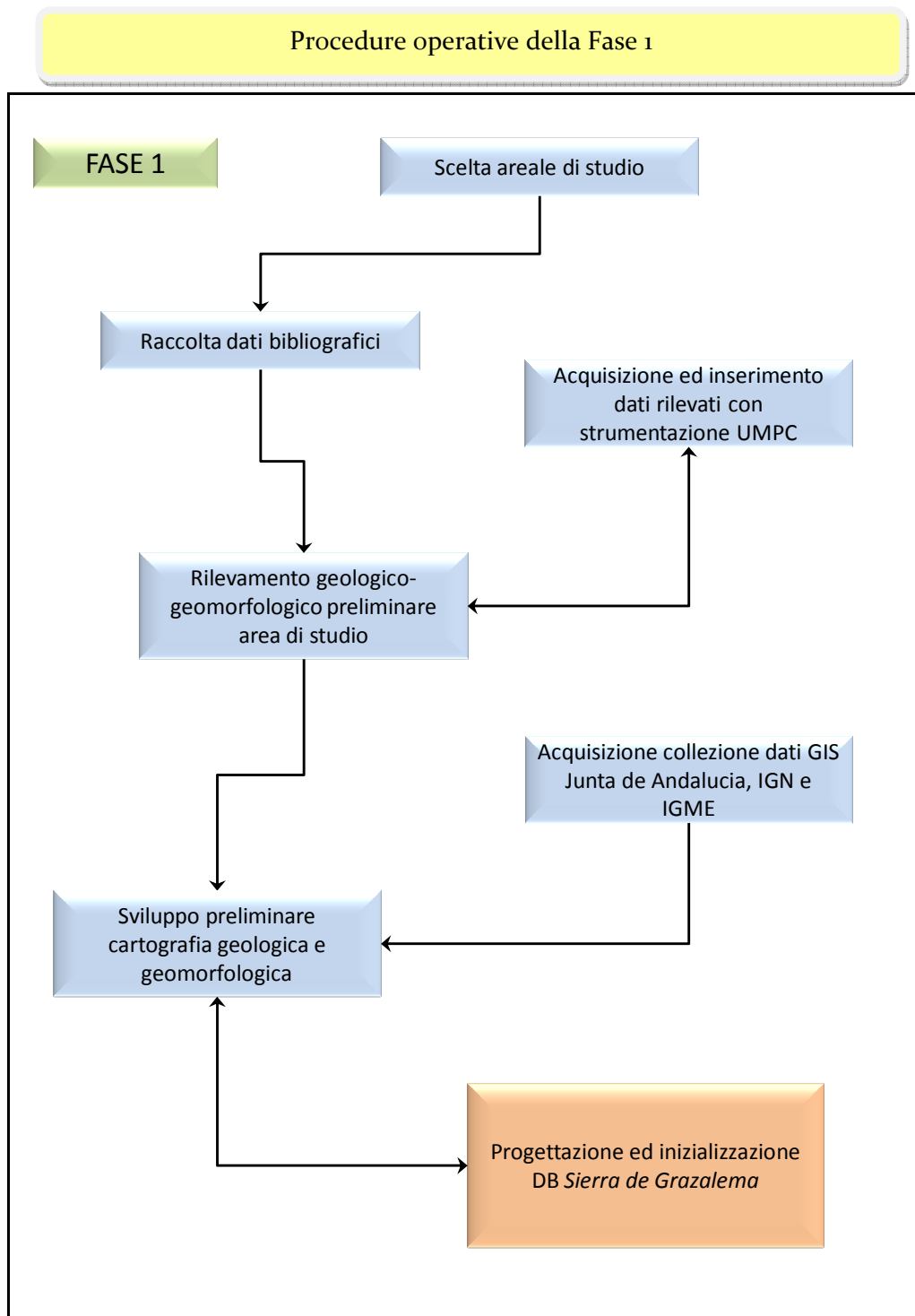


Fig. 1.2 Flow chart rappresentativa dello sviluppo operativo di dettaglio della fase 1.

tematica di dettaglio di aree di rilevanza interpretativa, si è tentato di individuare gli elementi morfologici più rilevanti allo scopo di ricostruire un quadro evolutivo coerente e definitivo dei massicci carsici nell'area indagata e, infine, si è costruito un inventario strutturato integrativo dei Geositi e della Geodiversità della Sierra de Grazalema.

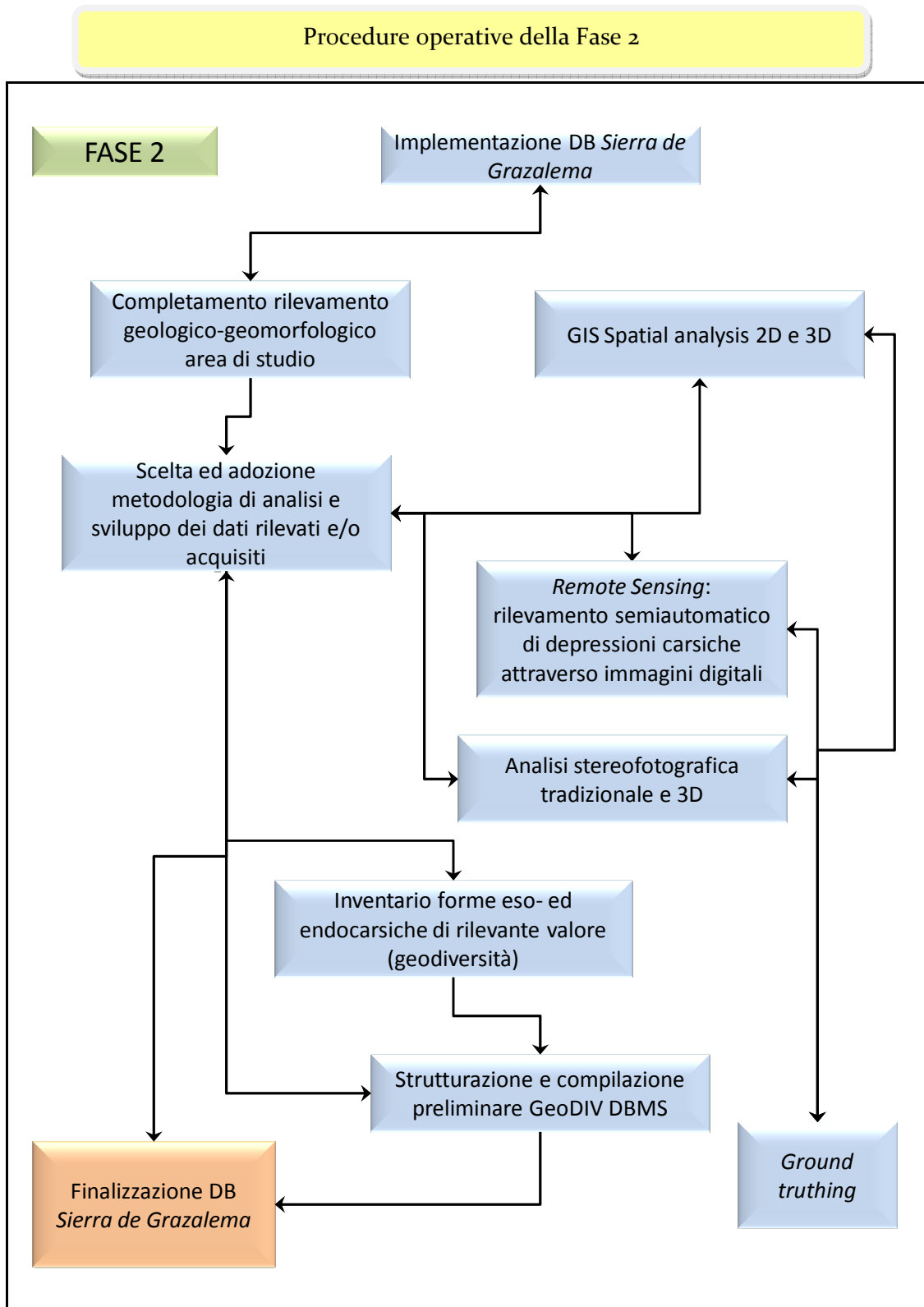


Fig. 1.3 Flow chart rappresentativa dello sviluppo operativo di dettaglio della fase 2.

Passando ora ad una rassegna più esauriente dei vari elementi procedurali di ciascuna fase (ulteriormente sviluppati e meglio dettagliati nel prosieguo) ci sarà possibile distinguere:

Fase 1 (fig. 1.2):

- *Scelta areale di studio*, al fine di delimitare opportunamente la zona di indagine in relazione all'uniformità dei suoi caratteri distintivi (litologia, paleogeografia, geomorfologia, tettonica, ecc.);

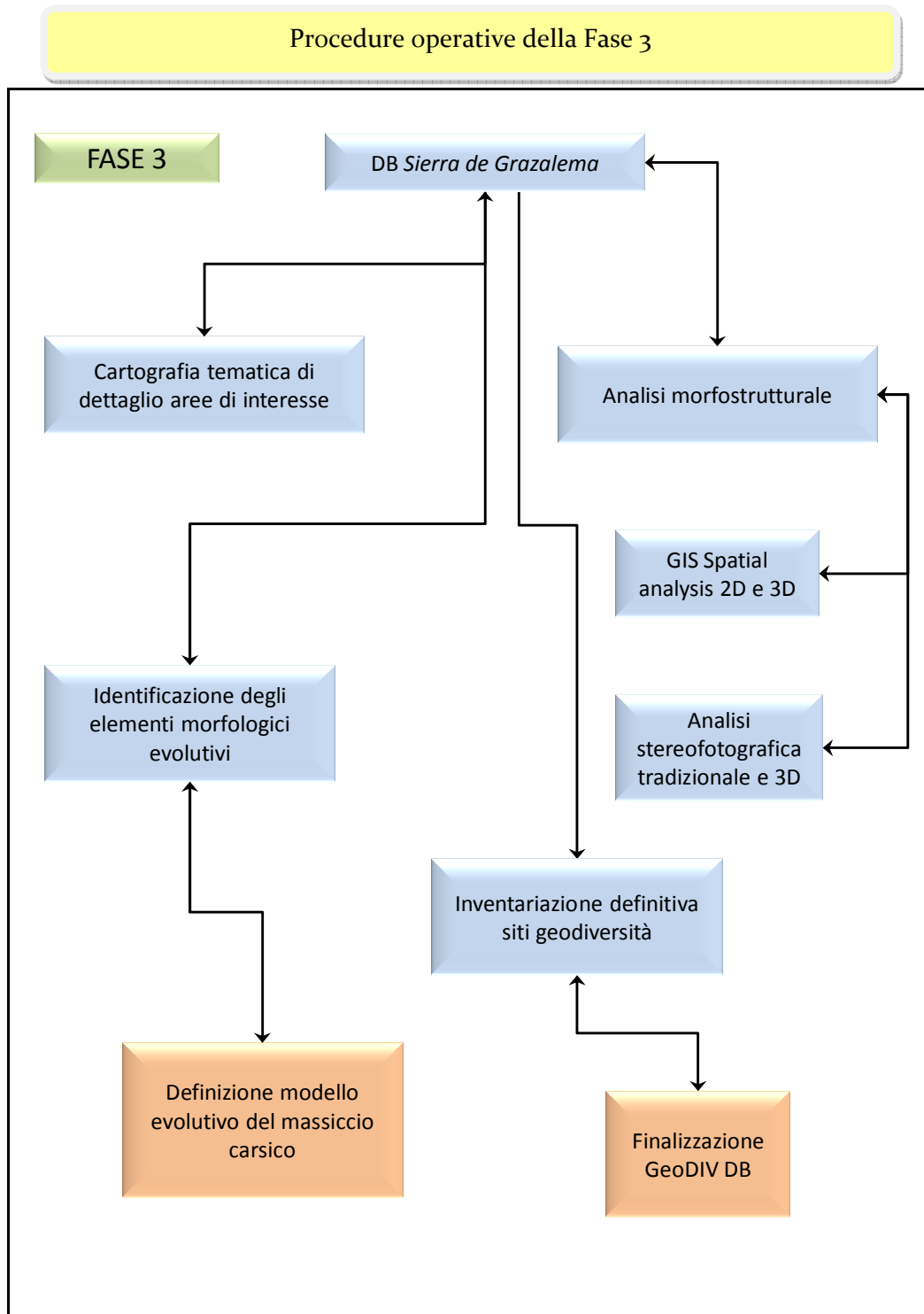


Fig. 1.4 Flow chart rappresentativa dello sviluppo operativo di dettaglio della fase 3.

- *Raccolta dati bibliografici*, allo scopo di ottenere un quadro di riferimento rispetto al quale sviluppare l'intera attività di rilevamento e modelli interpretativi similari e/o alternativi;
- *Rilevamento geologico-geomorfologico preliminare area di studio*, condotto sia con metodica tradizionale, sia, in maniera più innovativa, tramite l'acquisizione ed inserimento dei dati rilevati con strumentazione *Ultra Mobile Personal Computer* (UMPC);
- *Sviluppo preliminare cartografia geologica e geomorfologica*, attraverso l'elaborazione dei dati rilevati in ambiente GIS oltre a quelli forniti dal governo regionale andaluso (*Junta de Andalucía*), dall' *Instituto Geográfico Nacional* (IGN) e dall' *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME);
- *Progettazione ed inizializzazione DB Sierra de Grazalema*, ovvero la creazione ed il progressivo sviluppo in ambiente GIS del sistema di gestione, analisi ed elaborazione dei dati precedentemente rilevati e/o elaborati.

Fase 2 (fig. 1.3):

- *Implementazione DB Sierra de Grazalema*, ovvero lo sviluppo del DB precedentemente progettato ed inizializzato sulla scorta dei dati ottenuti nella prima fase;
- *Completamento rilevamento geologico-geomorfologico area di studio*, a continuazione di quanto già prodotto nella prima fase ed in relazione alla necessità di estendere l'indagine a settori dell'areale precedentemente non considerati;
- *Scelta ed adozione metodologia di analisi e sviluppo dei dati rilevati e/o acquisiti*, al fine di definire la migliore procedura di trattamento dei dati spaziali. In questo senso, si è fatto ricorso:
 - alla *GIS Spatial analysis 2D e 3D* per la creazione di Digital Elevation Model (DEM), l'analisi di bacino (idrologia, esposizione dei versanti, pendenze, *shaded relief*, ecc.), la realizzazione di carte tematiche, topografiche e l'interpolazione di dati georeferenziati;
 - al *Remote Sensing* (in senso lato) per la produzione di immagini multispettrali (ad alta risoluzione sia spaziale che spettrale) ricorrendo a tecniche di fusione (*Image Sharpening*);
 - al *rilevamento semiautomatico di depressioni carsiche attraverso immagini digitali* secondo una tecnica sviluppata *ad hoc* per il presente studio;
 - all'*analisi stereofotografica tradizionale e 3D*, ovvero all'utilizzo di fotografie aeree su supporto cartaceo e stereocoppie opportunamente georeferenziate e trasformate in immagini anaglife per la visione tridimensionale e la loro elaborazione in ambiente GIS;
 - al *Ground truthing*, ovvero il processo di verifica delle "verità a terra" per i dati telerilevati a distanza;
- *Finalizzazione DB Sierra de Grazalema*, a completamento della raccolta, gestione, elaborazione e visualizzazione dei dati spaziali prodotti nelle fasi precedenti;
- *Strutturazione e compilazione preliminare GeoDIV DBMS*, ovvero l'inizializzazione di un DB strutturato relativo agli elementi maggiormente caratterizzanti la geodiversità dell'area del Parco. Essenziale a questo scopo è risultata la redazione di un *Inventario forme eso- ed endocarsiche di rilevante valore (geodiversità)*, tenendo conto della preponderanza nella zona di questa particolare espressione morfologica.

Fase 3 (fig. 1.4):

- *Cartografia tematica di dettaglio aree di interesse*, a rappresentazione degli elementi più significativi dal punto di vista geologico e geomorfologico;
- *Analisi morfostrutturale*, nel tentativo di definire (e meglio caratterizzare rispetto ai dati di letteratura) il ruolo del controllo strutturale nella genesi delle forme esocarsiche maggiori, e al contempo fornire una stima quantitativa significativa della fratturazione (grado, distribuzione, frequenza, ecc.) per identificare le direttrici strutturali prevalenti nel contesto del regime compressivo regionale.
- *Definizione modello evolutivo del massiccio carsico*, ovvero una valutazione comparativa degli schemi interpretativi preesistenti e, attraverso *l'Identificazione degli elementi morfologici evolutivi* (superfici di corrosione e spianamento carsico, superfici e depositi di incisione fluviale, evidenze di cicli di resistasia-biostasia, ecc.), ridefinire le fasi di sviluppo e strutturazione dei massicci carsici della Sierra de Grazalema;
- *Finalizzazione GeoDIV DB*, ovvero il completamento della base di dati relativa agli elementi connotati da forte rilevanza geologica attraverso *l'Inventariazione definitiva siti geodiversità*.

1.b Antecedenti

Il settore sudoccidentale della Cordigliera Betica (a cavallo tra le province di Cadice, Malaga e Siviglia) è stato oggetto di sistematiche indagini geologiche e, più in generale, naturalistiche sin dalla fine del XIX secolo. Il primo lavoro degno di menzione risulta ascrivibile al Mac Pherson (1873), autore di una ponderosa memoria geologica relativa all'area gaditana (fig.1.5) e già capace di definire con straordinario dettaglio i rapporti stratigrafici e tettonici tra le formazioni mesozoiche e terziarie della *Serrania de Grazalema* (ovvero, grosso modo, l'area di indagine del presente studio). Sulla sua scia si posero, nei decenni successivi, Bergeron (1909), Gentil (1918), Orueta (1917) nonché Gavala y Laborde (1916, 1918, 1924 e 1929), quest'ultimo autore di una mappa geologica a scala 1:100.000 della provincia di Cadice (di notevole precisione per l'epoca) nonché sostenitore dell'autoctonia di tutte le successioni rilevate. In seguito si fecero progressivamente largo le idee alloctoniste, soprattutto grazie all'opera monumentale del Blumenthal (1927, 1929, 1930, 1935 e 1937), autore di una cartografia geologica della Sierra de Grazalema, nella quale si differenziano, per la prima volta, i domini paleogeografici del Subbetico e del Penibetico (cfr. 2.b1) su ambedue i fianchi del Corredor del Boyar, pur carendo, d'altra parte, nell'interpretazione delle successioni flyschoidi. Queste ultime furono studiate adeguatamente e con gran dettaglio solo da Robaux (1938), il quale riconoscerà la presenza di un "flysch senoniano", in discordanza con quanto fino ad allora rilevato in zona. Se si eccettuano i lavori di Fallot (1930 e 1948), peraltro relativi alle sole porzioni centrali ed orientali della catena betica, a partire dagli anni '30 si apre una lacuna delle ricerche nella regione (e che dura almeno fino agli anni '50) provocata dagli eventi bellici mondiali. Sarà solo dopo la fine dei conflitti che avrà nuovamente inizio una feconda campagna di ricerche e che vedrà coinvolti gruppi tedeschi, francesi e spagnoli.

La scuola tedesca, guidata da Hoepfener (coautore di un'interpretazione paleogeografica delle "scaglie" del Corredor del Boyar nel 1964), intraprese lo studio di un'ampia regione, centrata principalmente nella *Serranía de Ronda*, e che ebbe come esito gli importanti lavori di Kockel (1963), Dürr (1961, 1962 e 1967), Mollat (1968), Hoppe (1968, 1972), Buntfuss (1970) e Mauthe (1970, 1971).

Su tutt'altro fronte, la scuola francese (guidata da Durand Delga e Foucalt, 1967) approfondisce inizialmente lo studio delle successioni flyschoidi nella zona del Campo di Gibilterra (all'estremo sudoccidentale della provincia di Cadice) e con esiti significativi (Chauve, 1968; Didon, 1960, 1964

e 1969). Pubblicazioni successive dello stesso gruppo sono invece incentrate sulla zona della Sierra de Grazalema: Chauve (1969), Bourgois (1970), Bourgois, Chauve e Peyre (1970), Bourgois e Chauve (1971a e 1971b), Dubois (1971), Bourgois, Chauve e Peyre (1972) e Bourgois (1978).

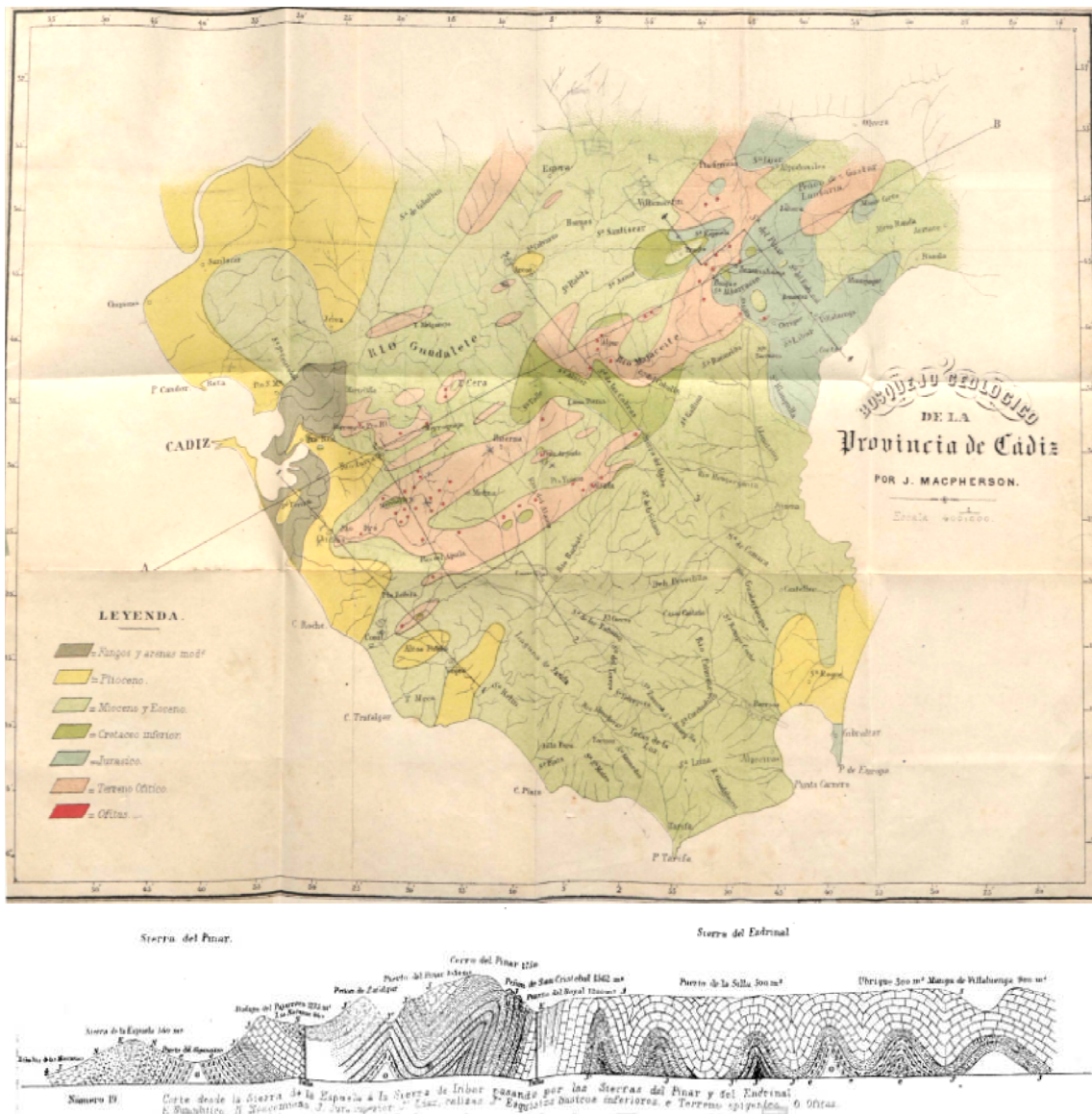


Fig. 1.5 Mappa geologica della Provincia di Cadice (in alto) e profilo geologico della Sierra de Grazalema (in basso), da Mac Pherson (1873).

Il contributo spagnolo, principalmente legato al gruppo dell'Università di Granada, è invece relativo allo studio delle Unità Esterne (cfr. 2.b1): Vera (1966), Cruz-San Julián (1972 e 1974) e Baena e Jerez (1982). Nell'ultimo trentennio, in particolare, tale sforzo investigativo si è concentrato soprattutto sul settore occidentale del dominio Subbetico (Vera *et al.*, 2004). Per quanto concerne l'estremo sudoccidentale di tale dominio (ribattezzato "Penibetico" già da Blumenthal nel 1927), vanno segnalati gli importanti lavori di Gonzalez-Donoso *et al.* (1983), Martín-Algarra (1987), García-Cervigón *et al.* (1987), Castro e Ruiz Ortiz (1991), Martín-Algarra e Vera (1982, 1989 e 1994) e Martín-Algarra e Sanchez Navas (2000). Altrettanto rilevanti sono le note illustrative dei fogli "1050 - Ubrique" (Moreno *et al.*, 1990) e "1064 - Cortes de la Frontera" (Olmo del *et al.*, 1987), della Mappa Geologica Nazionale (MAGNA, seconda serie) prodotta

dall'IGME (Instituto Geológico y Minero de España). Le più recenti sintesi di Gutiérrez Mas *et al.* (1991), Azañón *et al.* (2002) Vera *et al.* (2004) e Martín-Algarra (2008a e 2008b) contribuiscono da un lato a fornire un quadro sintetico della geologia e dei rapporti stratigrafici della zona, mettendo per altro un po' di ordine nella nomenclatura formazionale e paleogeografica (proliferata abnormemente nella letteratura precedente), e dall'altro, indicano i più recenti progressi nella ricostruzione della complessa evoluzione del settore sudoccidentale della Catena Betica.

Ad una tale abbondanza (come si è appena visto) di dati geologico-stratigrafici, non corrisponde un'altrettanto importante quantità e qualità di studi di carattere geomorfologico. E' soltanto sul finire degli anni '70, infatti, che vengono portate a termine un certo numero di indagini relative alla geomorfologia carsica della Serrania de Grazalema, principalmente attraverso gli studi di Lhenaff (1977a e 1977b) e Rodríguez Martínez (1977). In particolare, Lhenaff (1977b) fornisce la prima chiave interpretativa circa l'evoluzione delle forme carsiche maggiori della Sierra de Libar, abbozzando un modello evolutivo legato all'analisi strutturale e morfodinamica del massiccio. Sulla scorta di questi primi lavori, gli anni '80 conoscono un rinnovato interesse verso lo studio geomorfologico dell'area, culminando nei lavori (principalmente sempre di scuola francese) di Delannoy e Díaz del Olmo (1986), Lhenaff (1986), Delannoy (1987 e 1989) e, soprattutto, nella pubblicazione di un numero monografico di *Karstologia Mémoires* (fig.1.6) e nella *Réunion franco-espagnole sur les karsts méditerranéens d'Andalousie occidentale (1-5 mai 1989)*.

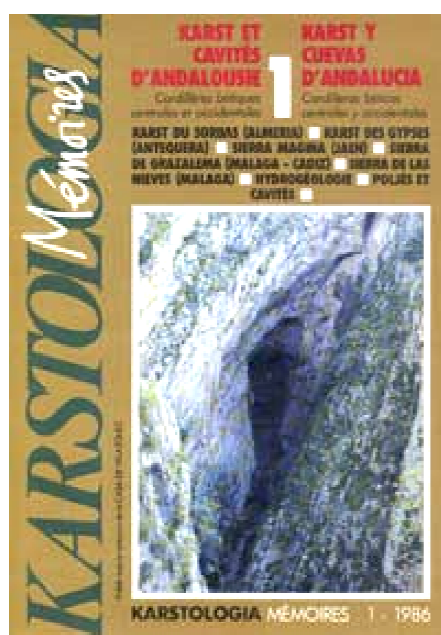


Fig. 1.6 Numero monografico di *Karstologia Mémoires* (1986)

Se si eccettua la sintesi descrittiva di Delannoy (1998) che riepiloga gli esiti delle ricerche del ventennio precedente, praticamente nulla, o quasi nulla, è stato di recente pubblicato sullo stesso tema. Fanno eccezione i lavori di Gracia *et al.* (2000) e Gracia e Benavente (2006), relativi ai polje della Sierra de Libar ed al controllo neotettonico nella loro evoluzione geomorfologica, e quelli di Rodríguez Vidal *et al.* (1998, 1999, 2008) e Rodríguez Vidal (2004), incentrati sulla morfogenesi e le fasi di carsificazione quaternaria nella Sierra del Endrinal e la descrizione ed interpretazione di depositi fluviali di grotta lungo il fianco orientale della Sierra de Libar.

Di pari passo con un progressivo minor interesse verso la geomorfologia carsica in senso lato, si sviluppa quello per l'idrogeologia e la caratterizzazione degli acquiferi della Serrania de Grazalema, indubbiamente stimolato anche da rilevanti interessi di gestione economica ed ambientale da parte delle autorità locali. In questo senso, vanno segnalati i fondamentali lavori di

Durán (1996), Sánchez González *et al.* (1998), Jiménez *et al.* (2002, 2004a, 2004b), Andreo *et al.* (2004, 2005, 2008), López Geta *et al.* (2005) e Jiménez (2007), i quali forniscono dati e modelli relativi al funzionamento idrodinamico ed alla vulnerabilità alla contaminazione dell'acquifero carsico della Sierra de Líbar e, più in generale, caratterizzano le risorse idriche delle province di Cadice e Malaga.

Studi "minori" (o che comunque interessano solo parzialmente l'area della Serrania de Grazalema) sono stati condotti in tempi più o meno recenti in svariati ambiti tematici. In relazione al quadro tettonico e strutturale della zona, si segnalano i lavori di Boccaletti *et al.* (1987), Sanz De Galdeano, C. (1983, 2008), Benavente e Sanz de Galdeano (1989, 1999) e Kirker e McClelland (1996). In merito alla caratterizzazione biogeografica della zona (che ha influenzato ed influenza notevolmente i processi morfodinamici in atto) va citata la sintesi di Rivas Martínez *et al.* (1997). Infine degna di menzione è la sterminata letteratura (di carattere prevalentemente descrittivo) sulle manifestazioni endo- ed esocarsiche redatta dai gruppi speleologici locali negli ultimi quarant'anni: Ramírez Trillo e Sánchez Pérez (1974), Durán (1994), Santiago e Pedroche (2000), Mayoral (2004), Durán, Andreo e Jiménez (2008), solo per citare i più rilevanti. I rilievi da essi condotti, opportunamente inseriti nel contesto interpretativo più generale, forniscono chiavi di lettura talora fondamentali nella corretta ricostruzione dei modelli evolutivi dei massicci carsici della Sierra de Grazalema.

1.c Obiettivi

Dalla breve rassegna presentata in precedenza sugli studi pregressi risulta sufficientemente chiaro come ben poco è stato di recente pubblicato in relazione alla geomorfologia carsica dell'intorno di Grazalema. D'altra parte gli studi pionieristici (essenzialmente di scuola francese e spagnola) e quelli successivi sono di respiro più propriamente geografico (e non geologico-geomorfologico). Alcune delle strutture descritte da studiosi francesi (come meglio verrà illustrato in seguito) sono interpretate in modo chiaramente erroneo; altre lo sono in modo poco convincente. Ne consegue la necessità di sviluppare una cartografia geomorfologica dettagliata del massiccio carsico, non tanto indicativa delle sole forme esocarsiche minori o di quelle strutturali, bensì delle macroforme e dei depositi meglio rappresentativi della sua evoluzione geomorfologica. Va considerato, inoltre, come ben poca considerazione ha avuto la neotettonica in tali studi, la quale (secondo i più recenti lavori di: Gracia *et al.*, 2000; Rodriguez Vidal e Gracia, 2004 e Gracia e Benavente, 2006) svolgerebbe un ruolo importante nella modellazione del massiccio, così come ben poco si è tenuto conto della relazione tra l'evoluzione del massiccio carsico del Líbar e l'evoluzione della Bacino di Ronda e le valli fluviali del Rio Guadiaro e Gaduares.

Lo scopo complessivo del presente lavoro, pertanto, va fatto coincidere con la comprensione, definizione e rappresentazione dell'evoluzione morfodinamica della Sierra de Grazalema. La netta prevalenza delle forme carsiche nel contesto dell'areale di studio (espressione di una dinamica erosiva tanto endocarsica quanto esocarsica) rende necessaria una corretta classificazione ed interpretazione degli elementi più distintivi. Le peculiarità tettoniche e litostratigrafiche del massiccio hanno consentito, infatti, la modellazione di morfologie estremamente singolari. Il sistema di *polje* della Sierra de Líbar e del Massiccio di Grazalema, nella fattispecie, rivestono un ragguardevole interesse non soltanto per l'evidente spettacolarità delle forme carsiche che esso presenta, o per le chiare implicazioni idrogeologiche legate al suo funzionamento complessivo, ma anche perché la sua analisi dettagliata (supportata da una ricostruzione tridimensionale dei rapporti tra paleosuperfici erosive) permette di ridefinire, con certo grado di veridicità, l'evoluzione di una zona montuosa tettonicamente e sismicamente attiva nel quadro più ampio

della Cordigliera Betica. In relazione a quest'ultimo aspetto, comprovata la pressoché totale assenza di importanti depositi quaternari deformati (criterio comunemente utilizzato negli studi inerenti la tettonica recente), oltre a quella di materiali databili, risulta chiara l'enorme valenza dei *polje* (e delle altre macroforme esocarsiche) quali *markers* di estrema rilevanza nella ricostruzione dell'evoluzione geologica di zone simicamente attive.

Al contempo il presente studio ambisce a costituire un elemento di revisione e validazione dei modelli esistenti relativi alla genesi ed evoluzione di queste grandi forme carsiche dell'intera Sierra de Grazalema.

In conclusione, gli obiettivi che si è tentato di perseguire nella redazione della presente tesi di Dottorato possono considerarsi:

- una cartografia geologica e geomorfologica dettagliate e rinnovate della zona;
- l'identificazione degli elementi morfologici evolutivi dei massicci carsici;
- l'identificazione degli elementi morfologici evolutivi delle valli fluviali limitrofe (Guadiaro e Gaduares) e del bacino di Ronda;
- l'analisi morfo-strutturale, neotettonica e sismo-tettonica dei massicci di Grazalema e Líbar;
- la corretta identificazione dei processi attuali: dinamica dei versanti, idrologia, ecc.;
- l'inventariazione dettagliata dei siti a rilevante geodiversità posti all'interno dell'area del *Parque Natural de la Sierra de Grazalema*.

A decorative graphic on the right side of the page. It features three blue circles of varying sizes, each composed of concentric circles in different shades of blue. Two thin blue lines intersect at the top left, forming a large 'V' shape that frames the circles. The circles are positioned at the top, middle, and bottom right of the page.

2. Zona di studio

Caratteri Geografici: localizzazione geografica, orografia, clima, biogeografia, uso del suolo -
Caratteri geologici: introduzione generale alla geologia della Cordigliera Betica, stratigrafia, tettonica e geologia strutturale

2. Zona di studio

2.a Caratteri Geografici

2.a1 Localizzazione geografica

L'area oggetto del presente studio si localizza nell'estremo settore sudoccidentale della Cordigliera Betica (Penisola Iberica, Spagna), comprendendo una porzione rilevante (stimabile in circa 285 km²) del territorio del *Parque Natural de la Sierra de Grazalema* (fig. 2.1). Quest'ultimo è situato a cavallo delle province di Cadice e Malaga (rispettivamente nella loro porzione nordorientale ed occidentale), sviluppandosi su di un'area pari a circa 534 km². L'estensione del parco è limitata a Nord dalla *campiña* de Olvera (zona collinare di medio-bassa altitudine), ad Est dal Bacino di Ronda e dalla valle del *río* Guadiaro, a Sud dal *Parque Natural de los Alcornocales* e ad Ovest dalla *campiña* di Arcos de la Frontera. Esso comprende (totalmente o parzialmente) i territori di 12 comuni, 7 appartenenti alla provincia di Cadice (El Bosque, Benaocaz, Grazalema, Prado del Rey, Ubrique, Villaluenga del Rosario e Zahara de la Sierra) e 5 alla provincia di Malaga (Ronda, Montejaque, Benaoján, Jimera de Líbar e Cortes de la Frontera).

La Sierra de Grazalema ha ricevuto il riconoscimento di Riserva della Biosfera già nel 1977 (nell'ambito del programma ambientale dell'UNESCO) per poi acquisire lo *status* di Parque Natural nel 1984. Nel 1988 è stato approvato ed adottato un Piano di Uso e Protezione del Parco Naturale e, un anno dopo, è stato incluso nell'elenco degli Spazi Naturali protetti della Comunità Autonoma dell'Andalusia. Nello stesso anno è stata dichiarata Zona di Speciale Protezione per gli uccelli, mentre solo più tardi (2006), sono stati adottati i piani di gestione dell'area protetta (PORN e PRUG). Attualmente è parte della Rete Natura 2000 ed il governo regionale ne ha proposto il riconoscimento quale Sito di Importanza Comunitaria

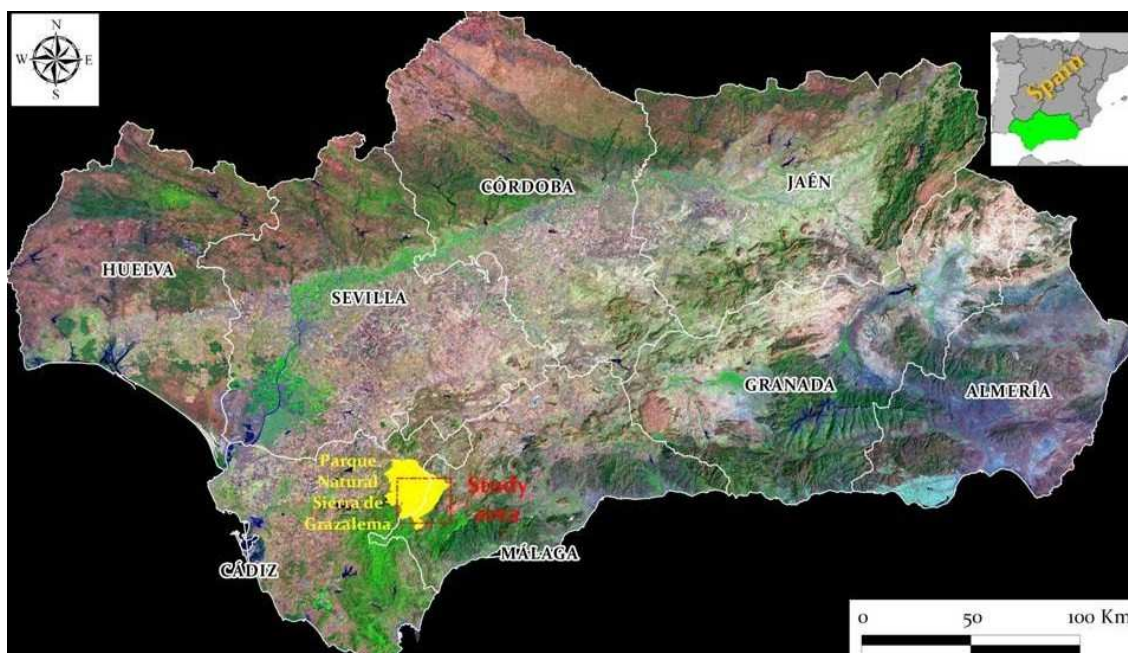


Fig. 2.1 Ubicazione dell'area di studio (rettangolo rosso) nell'ambito del Parque Natural de la Sierra de Grazalema (poligono in giallo).

Per un riferimento cartografico dettagliato dell'area di studio (sia in termini topografici che, più in generale, geologici) si rimanda essenzialmente a:

- Hoja 1050 "Ubrique" e Hoja 1064 "Cortes de la Frontera" in scala 1:50.000 ed edite dall'*Instituto Geográfico Nacional* (IGN) nella "Series Cartograficas";
- Hoja 1050 "Ubrique" e Hoja 1064 "Cortes de la Frontera" in scala 1:50.0000 (e relative note illustrative) pubblicate dall'*Instituto Geológico y Minero de España* (IGME) nella "Serie MAGNA";
- Hoja 1050 "Ubrique" e Hoja 1064 "Cortes de la Frontera" in scala 1:50.0000 pubblicate dall'IGME nella "Serie GEODE" (2005-2011);
- Fogli "82" e "87" in scala 1:100.000 della cartografia geologica regionale dell'IGME nella "Serie MILLON" (1994).

2.a2 Orografia e idrografia superficiale

L'insieme dei rilievi posti entro l'ambito geografico del Parco Naturale della Sierra de Grazalema rappresenta la porzione più occidentale della *Serrania de Ronda*, dalla quale è separata attraverso la valle del Guadiaro (fig. 2.2). Per quanto il nome di questo spazio protetto sia ricondotto alla sola Sierra de Grazalema, in realtà i suoi rilievi potrebbero essere genericamente suddivisi in due massicci ben distinti in termini sia topografici che geologici: da un lato la Sierra de Grazalema (in senso stretto), dall'altro quella del Libar, separate dalla *Garganta de Barrida*, dai *Llanos del Republicano* e dalla valle del rio Gadaures. In particolare:

- Il **massiccio di Grazalema** (storicamente conosciuto anche col nome di *Serrania de Villaluenga*) si estende dai dintorni di Ubrique fino a Zahara della Sierra ed è delimitato a Nord e ad Est dal rio Guadalete, ad Ovest dal rio de El Bosque e dal rio de Ubrique, a Sud dalla Garganta de Barrida, dai Llanos del Republicano e dal Rio Gadaures. A tale massiccio appartengono geograficamente: la *Sierra del Pinar* (ove si incontra la quota più alta del Parco e dell'intera provincia di Cadice, ovvero il Pico del Torreón a quota 1648 m s.l.m.) (fig. 2.3), la *Sierra de Zafalgar*, la *Sierra Margarita*, la *Sierra del Labradillo*, il *Cerro Albarracín*, la *Sierra de la Silla*, la *Sierra dell'Endrinal* (o *Sierra del Reloj*, è quella che occupa la maggior estensione del massiccio e raggiunge le quote più elevate nelle vette del Reloj a 1535 m s.l.m. e del Simancon a 1568 m s.l.m.) (fig. 2.3), la *Sierra del Caillo* (o *Sierra de la Bandera* che raggiunge i 1395 m s.l.m. del Navazo Alto), la *Sierra Alta*, la *Sierra de Ubrique* e la *Sierra Peralto*.
- Il **massiccio del Libar** (riconosciuto anche come parte delle *Sierres Blancas*) si estende dalla Garganta della Pulga (a Sud) fino al rio Gadaures e all'arroyo del Cupil (a Nord), mentre è limitato ad Est dal rio Guadiaro e ad Ovest dalla Garganta de Barrida, dai Llanos del Republicano e dal Rio Gadaures. Al massiccio vengono fatte appartenere: la *Sierra de las Canchas*, *Algarrobo e Mures*, la *Sierra de Benaojan* (o *Sierra de Juan Diego*, culminante nei 1298 m s.l.m. del Pico Ventana), la *Sierra del Palo* (che raggiunge i 1401 m s.l.m. del Palo, ovvero la quota più elevata del massiccio), la *Sierra Blanquilla* (a Nord di Cortes de la Frontera), la *Sierra de los Pinos*, la *Sierra de Libar* (propriamente detta), la *Sierra de Mojon Alto* e la *Sierra de Montalate* (di cui fanno parte i rilievi isolati del *cerro del Hacho* e del *Tavizna*).

Ambedue i massicci hanno natura prevalentemente carbonatica (successioni mesozoiche di calcari e dolomie) e questa loro peculiarità, congiunta a condizioni climatiche favorevoli, conferisce al paesaggio un tipico aspetto carsico, essendo possibile riconoscere una straordinaria



Fig. 2.3 *In alto*: Sierra del Pinar. *In basso*: panoramica del Simancon (a sinistra) e del Reloj (a destra), le cime più alte della Sierra del Endrinal.

varietà e quantità di morfologie legate a tale processo.

Per quanto concerne il quadro idrologico dell'area (fig. 2.2), vista la natura carbonatica della maggior parte dei rilievi descritti in precedenza e nonostante un regime di precipitazioni decisamente abbondante, le acque superficiali sono complessivamente scarse. Di contro si ha un grande tasso di infiltrazione delle acque di provenienza meteorica ed una relativa abbondanza di



Fig. 2.4 Valle del rio Guadiaro nei pressi della cueva del Gato (Benaolan)



Fig. 2.5 Fondo del bacino endoreico del polje del Republicano (Villaluenga del Rosario) inciso dall'arroyo de los Alamos.

riserve idriche in acquiferi carsici (cfr. 5.c). Pur tuttavia la zona della Serrania è luogo d'origine di importanti corsi d'acqua (su tutti il rio Guadalete) e, trovandosi sullo spartiacque atlantico-mediterraneo, questi ultimi drenano le loro acque verso entrambi i mari. Si possono distinguere tre grandi bacini: del Guadalete, del Majaceite e del Guadiaro, cui va aggiunto un certo numero di conche endoreiche di natura carsica e responsabili delle perdite di alcuni corsi d'acqua che vi scorrono. Nel dettaglio:

- Il **bacino del Guadalete** comprende: il rio *Guadalete* (che nasce nel Puerto del Boyar, nei pressi di Grazalema), l'*arroyo de Bocaleones* (noto anche come *del Pinar*, o *de los Ballesteros*), l'*arroyo del Parralejo* e l'*arroyo del Chorreadero*.
- Il **bacino del Majaceite** comprende: il rio *de El Bosque* (o *Majaceite*), il rio *de Tavizna* ed il rio *de Ubrique* (o *arroyo Seco*);
- Il **bacino del Guadiaro** include il rio *Guadiaro* (fig. 2.4) ed il rio *Gaduares* (o *Campobuche*);
- I **bacini endoreici** si localizzano principalmente in corrispondenza delle macroforme carsiche di superficie di maggior estensione, ovvero i *polje* (Manga de Villaluenga, del Republicano, del Libar ecc.) (fig. 2.5).

2.a3 Clima e dati paleoclimatici

Lo sviluppo e la progressiva evoluzione del fenomeno carsico sono strettamente correlati a fattori di ordine climatico (Ford e Williams, 2007). Prescindendo da una trattazione più approfondita, di seguito verrà riportato sinteticamente il quadro climatico e paleoclimatico relativo all'area di studio.

Il regime delle precipitazioni (unitamente a quello delle temperature) è un dato di riferimento estremamente importante per la comprensione del paesaggio carsico della Sierra de Grazalema. D'altra parte, da esso può derivarsi anche la quantità di acqua "utile" alla *carsogenesi*, ovvero

l'entità dell'infiltrazione, del ruscellamento superficiale, dell'evapotraspirazione, dell'intensità della corrosione carsica, ecc..

Da un punto di vista più generale, il settore sudoccidentale della Cordigliera Betica ha tutte le caratteristiche di un rilievo di ambito mediterraneo, per quanto esistano importanti differenze a scala locale in conseguenza della distribuzione (tanto spaziale quanto temporale) delle precipitazioni (Delannoy, 1987). Alla complessa trama strutturale della Cordigliera si sovrappone un mosaico bioclimatico funzionale all'altitudine, all'esposizione e, in maniera più consistente, alla prossimità spaziale all'Oceano Atlantico. La sinergia di tali fattori determina un'ampia gamma di sfumature paesaggistiche, che vanno da ambienti submediterranei ad alta piovosità e prossimi all'oceano, fino a zone subdesertiche posizionate distalmente più a Est. In questo senso le precipitazioni diminuiscono significativamente procedendo in senso Ovest-Est, passando proprio dal fronte atlantico delle *sierras* di Grazalema e Ronda fino ad arrivare all'estremo occidentale della provincia di Almeria, registrando rispettivamente le pluviometrie annue più alte (>2000 mm) e più basse (<200 mm) dell'intera Penisola Iberica (Delannoy, 1987). Ne deriva l'importanza biogeografica della disposizione di questi rilievi della Cordigliera rispetto ai fronti umidi di provenienza atlantica, sottoponendoli ad un intenso effetto *Stau-Föhn* che origina la polarità pluviometrica summenzionata.

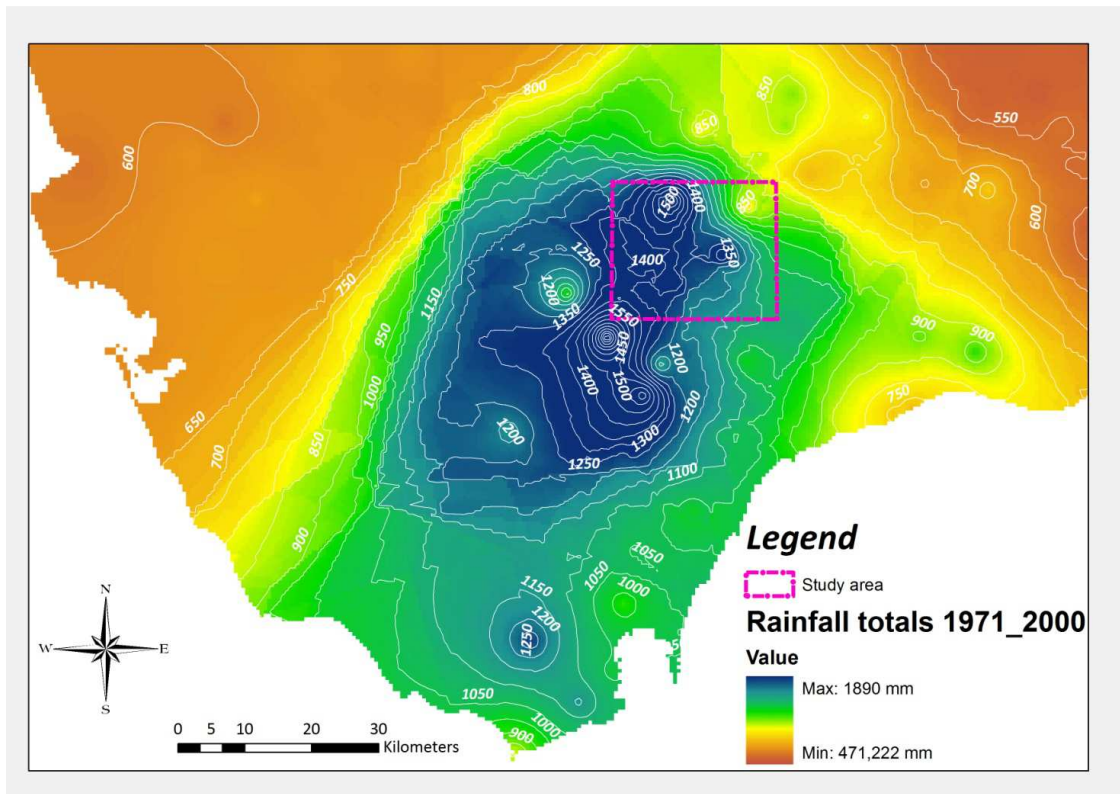
La Sierra de Grazalema rappresenta la prima barriera naturale esposta ai fronti che giungono sulla penisola attraverso il Golfo di Cadice. In uno strettissimo margine spaziale di circa 30 km i venti umidi e miti di Ponente risalgono bruscamente dal livello del mare, attraverso la piana che circonda la Sierra, fino agli oltre 1600 metri delle vette più alte di questo settore del rilievo betico. La conseguenza più evidente di questa rapida risalita orografica è la celere condensazione del vapor acqueo associato ai fronti, producendo in tal modo rilevanti precipitazioni (prevalentemente a carattere di pioggia) che fanno della zona una delle aree a maggior piovosità di tutta la Spagna.

Passando ora ad un'analisi statistica più dettagliata dei dati climatici relativi all'area di studio, si osserverà, anzitutto, l'entità e la distribuzione spaziale dei valori delle precipitazioni relativi al trentennio 1971-2000 (fig. 2.6). In particolare, a partire dai dati della Junta de Andalucía, si è costruita una mappa delle precipitazioni per l'estremo Sudovest andaluso, con una risoluzione spaziale di 550,89 metri e "punti di osservazione" interpolati (stazioni di misura teoriche del dato) in numero pari a 50041. Ciascun punto fornisce il valore medio delle precipitazioni relativo al trentennio 1971-2000, così da consentire, attraverso una semplice funzione di analisi spaziale, di ricavarne le relative isoiete. Ad un'osservazione qualitativa della mappa si registra, per tale trentennio, la distribuzione dei massimi precipitazionali in corrispondenza del massiccio di Grazalema (con un picco positivo localizzato sulla Sierra del Endrinal), mentre quella dei minimi vede l'area di Montejaque (NE della zona di studio) interessata da un evidente picco negativo. Più in dettaglio i valori statistici significativi relativi a tale variabile sono indicati in tabella 2.1:

Valore	Precipitazioni (mm)	Località	Quota (m s.l.m.)
Minimo	773,68	Montejaque	690
Medio	1244,2		
Massimo	1648,9	Grazalema	812

Tab. 2.1 Valori statistici significativi delle precipitazioni (1971-2000) nell'area di studio.

Sempre dalla fig. 2.6 è poi possibile apprezzare come non esista alcuna significativa correlazione lineare tra variazione di altitudine e quantità di precipitazione. Localmente tale covarianza è solo parzialmente verificata, soprattutto sui versanti occidentali della Serrania (esposti per primi ai fronti umidi atlantici), a dispetto di quanto accade sul versante orientale, ove le precipitazioni



Relazione Altitudine-Precipitazioni 1971-2000

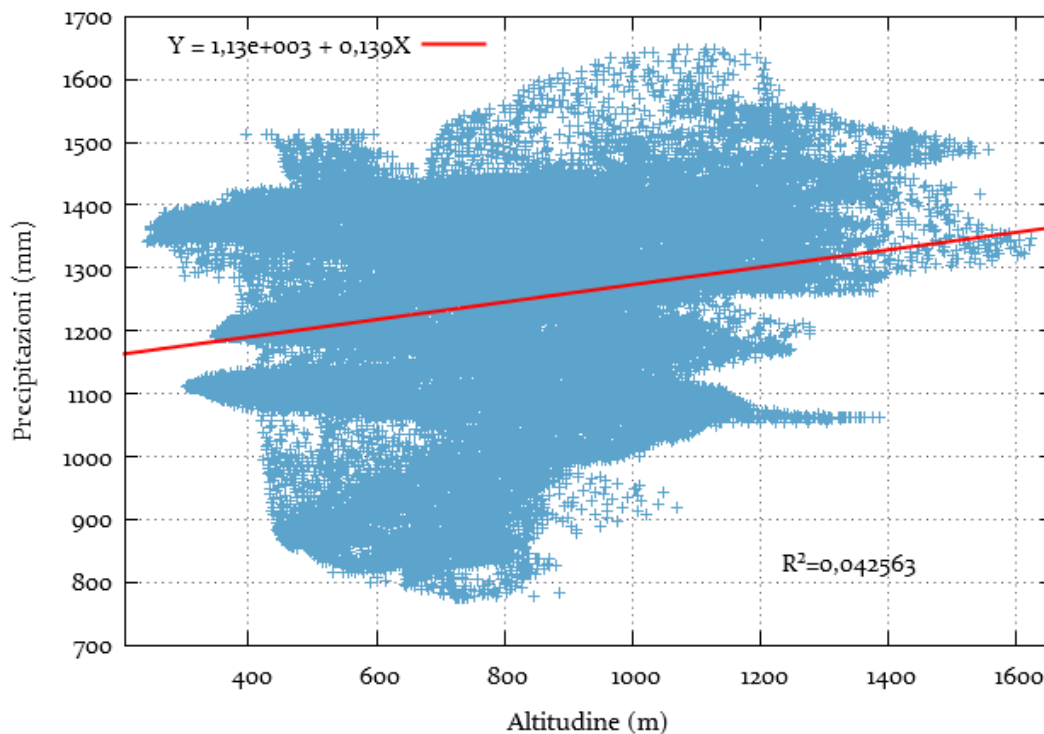


Fig. 2.6 In alto: mappa delle precipitazioni totali annuali nel periodo 1971-2000 (fonte dati: Junta de Andalucía). In basso: retta di regressione per i parametri Altitudine-Precipitazioni nello stesso periodo di riferimento.

hanno una chiara tendenza alla diminuzione in maniera relativamente indipendente dalla quota. D'altra parte è graficamente ben evidente la notevole dispersione dei dati plottati nel grafico, con un coefficiente di determinazione ($R^2= 0,04$) decisamente molto basso.

La distribuzione delle precipitazioni nell'arco dell'anno ha caratteri simili all'area mediterranea: un periodo piovoso nella stagione invernale ed un'estate lunga e secca. Nei due primi trimestri dell'anno idrologico medio si concentra l'80% delle precipitazioni annue. I valori minimi si registrano nei mesi di luglio ed agosto (minimo assoluto), con quantità che oscillano tra i 4 mm circa dei dintorni di Grazalema ed i 0,2 mm della zona di Jimera de Libar. I massimi precipitazionali si producono nel bimestre invernale di dicembre-gennaio, con un massimo assoluto di 405 mm (Grazalema).

Questa chiara "mediterraneità" nella distribuzione mensile delle precipitazioni è tuttavia accompagnata da significative variazioni annuali. L'irregolarità del regime delle piogge si riflette nei valori caratteristici degli *anni tipo* (secco, medio e umido) e dell'anno 1995/1996 (un anno di forti piogge che ha segnato la fine del periodo di siccità del quinquennio 1990-1995), secondo quanto riportato da Aparicio e Silvestre (1996) e rielaborato nella tabella 2.2:

Staz. di misura	Anno secco (mm)	Anno medio (mm)	Anno umido (mm)	Anno 1995/1996 (mm)
Grazalema	< 1365,8	1365,8-2028,1	> 2028,1	3031,4
Benamahoma	< 836,3	836,3-1173,0	> 1173,0	1737,5
Tavizna	< 801,5	801,5-1059,5	> 1059,5	1417,0
Villaluenga	< 1370,9	1370,9-1773,2	> 1773,2	2486,9
Benaocaz	< 1184,2	1184,2-1651,1	> 1651,1	2154,9
Ubrique	< 915,7	915,7-1137,8	> 1137,8	1571,0
Cueva de la Pileta	< 1094,7	1094,7-1524,1	> 1524,1	1973,5
Montejaque	< 468,6	468,6-680,8	> 680,8	1255,9
Jimera de Libar	< 772,8	772,8-1094,4	> 1094,4	1869,8
Cortes	< 1395,5	1395,5-1902,8	> 1902,8	3117,8

Tab. 2.2 Valori caratteristici dell'anno tipo in stazioni di misura selezionate e a partire dai dati di Aparicio e Silvestre (1996).

I dati di precipitazione cumulativi sono altresì utili a definire gli *ombroclimi* (ovvero le tipologie climatiche in funzione della piovosità). Rivas Martinez (1987) ha elaborato uno schema classificativo riassunto nella tabella 2.3:

Tipo ombroclimatico	Entità delle precipitazioni (mm)
Arido	< 200
Semiarido	200-350
Secco	350-600
Subumido	600-1000
Umido	1000-1600
Iperumido	1600-2300
Ultraiperumido	> 2300

Tab. 2.3 Rango dei valori caratteristici delle precipitazioni per la definizione degli ombroclimi secondo Rivas Martinez (1987).

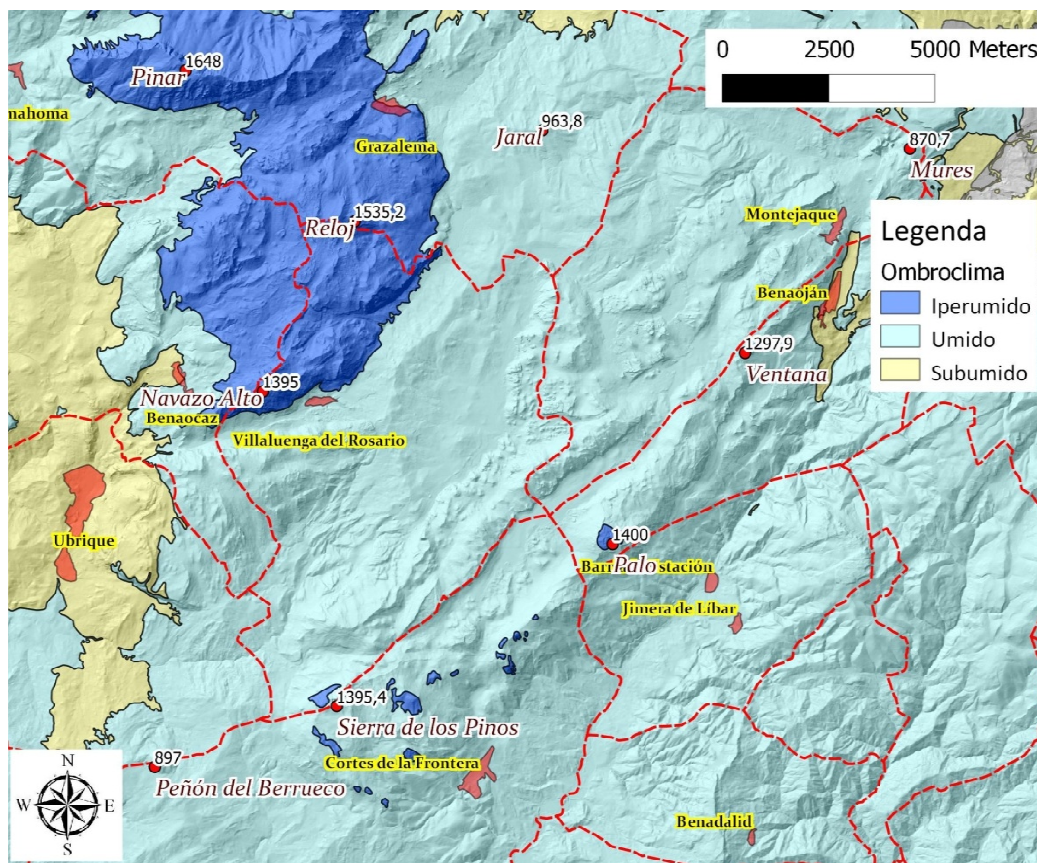


Fig. 2.7 Mappa degli ombroclimi dell'area di studio per il decennio 1996-2006 ricavata a partire dalla cartografia della vegetazione della Junta de Andalucía a scala 1:10.000.

Il quadro di sintesi mostrato in fig. 2.7 è elaborato a partire da dati della Junta de Andalucía ed estratti dalla corrispondente mappa degli ombroclimi a scala 1:10.000 (derivata, a sua volta, dalla cartografia della massa forestale regionale nel decennio 1996-2006). Si riconosce abbastanza agevolmente la preponderanza di un ombroclima di carattere umido, pur con la presenza di un'estesa area a carattere iperumido e centrata sul massiccio di Grazalesma. I dintorni di Ubrique (fianco occidentale della Sierra de Ubrique ed orientale della Sierra de la Silla) e la zona di Benaolán e Montejaque si connotano, infine, per il loro carattere subumido.

Per quanto concerne le temperature medie dell'area di studio (altro fattore di fondamentale importanza nel regolare l'intensità e la cinetica delle reazioni chimico-fisiche alla base del carsismo), è possibile ancora una volta considerare il trentennio di riferimento 1971-2000. Secondo i dati della Junta de Andalucía (serie storiche indicative di vari parametri climatici), la distribuzione delle temperature è quella rilevabile in figura 2.8. La mappa ha una risoluzione spaziale di 100 metri, ovvero la distanza tra le 50041 stazioni di misura "teoriche" che registrano i valori di temperatura media annuale e mensile per il trentennio di riferimento. L'analisi speditiva

Valore	Temperatura (°C)	Località	Quota (m s.l.m.)
Minimo	11,018	Benamahoma (Sierra del Pinar)	460
Medio	14,851		
Massimo	17,281	Ubrique	332

Tab. 2.4 Valori statistici significativi delle temperature medie annuali (1971-2000) nell'area di studio.

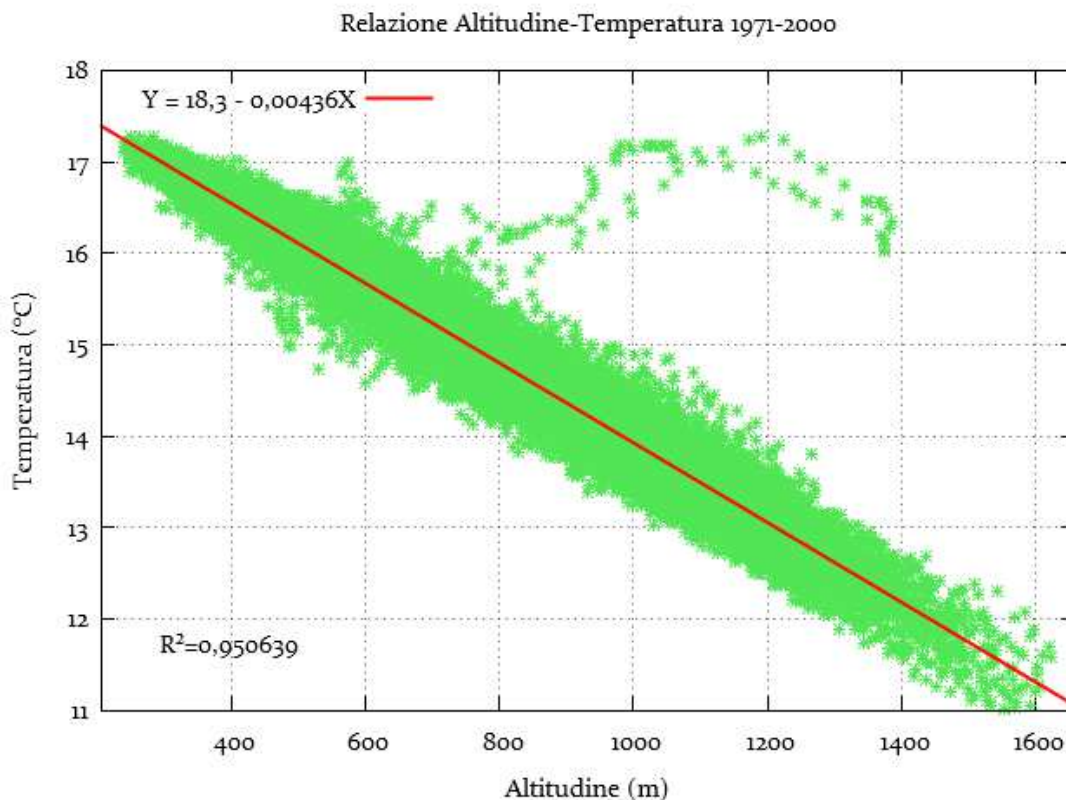
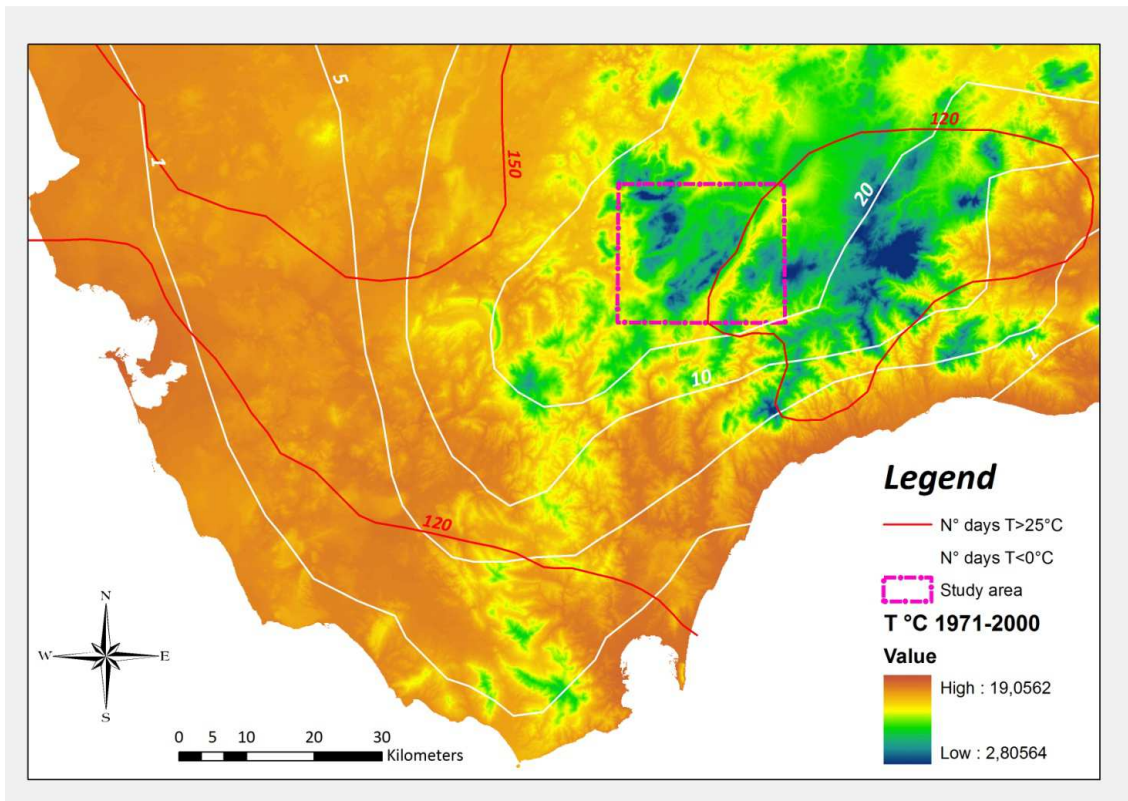


Fig. 2.8 *In alto*: mappa delle temperature medie annuali nel periodo 1971-2000 (fonte: Junta de Andalucía). *In basso*: retta di regressione per i parametri Altitudine-Temperatura nello stesso periodo di riferimento.

del quadro d'insieme permette di riconoscere e localizzare il minimo termico annuale in corrispondenza del fianco occidentale della Sierra del Pinar, nei pressi della località di

Benamahoma. Più in generale (tab. 2.4) si rileva una chiara concentrazione delle temperature medie più basse in corrispondenza delle aree a quote superiori ai 1200 metri. Il massimo termico annuale medio è posizionato nel territorio di Ubrique, nella porzione sudoccidentale della zona. Le aree con temperature medie più elevate sono genericamente localizzabili lungo le valli fluviali principali (rio Guadiaro e rio Guadalete).

Nella stessa mappa sono poi rappresentate delle curve indicative del numero dei giorni durante l'anno solare in cui la temperatura media è superiore ai 25°C ed inferiore a 0°C (i dati sono sempre relativi al periodo 1971-2000). E' interessante osservare come, complessivamente, nella zona di studio vi siano mediamente tra i 120 e i 150 giorni all'anno con temperature medie superiori ai 25°C e (fatto ancor più rilevante) almeno più di 20 giorni all'anno in cui la temperatura media è inferiore allo zero termico. Ciò implica, a tutti gli effetti, la possibile persistenza di coperture nevose (là dove questo tipo di precipitazione abbia trovato condizioni favorevoli all'accumulo) per intervalli temporali significativamente lunghi. Come meglio verrà illustrato in seguito (cfr.3), lo sviluppo e l'evoluzione di alcune morfologie carsiche di alta quota (ma non solo) sono strettamente influenzate dal perdurare di condizioni di bassa temperatura e dall'accumulo di importanti coltri nevose (doline a pozzo, depressioni carsiche di origine nivale, frane di crollo, ecc.).

La fig. 2.8 consente, d'altra parte, di rilevare una correlazione statisticamente significativa tra la diminuzione delle temperature medie annuali e l'incremento della quota topografica. Tale correlazione inversa presenta un ottimo *fitting*, giustificato dall'elevato valore del coefficiente di determinazione ($R^2= 0,95$) e dallo scarso grado di dispersione dei punti di misura nel grafico. Alcuni di questi (in numero estremamente esiguo rispetto al totale) rispecchiano relativamente poco tale relazione di covarianza. In realtà si tratta di punti "fittizi", frutto dell'interpolazione statisticamente erronea tra stazioni di misura intermedie (in altri termini non vi è alcuna corrispondenza "fisica" a punti reali).

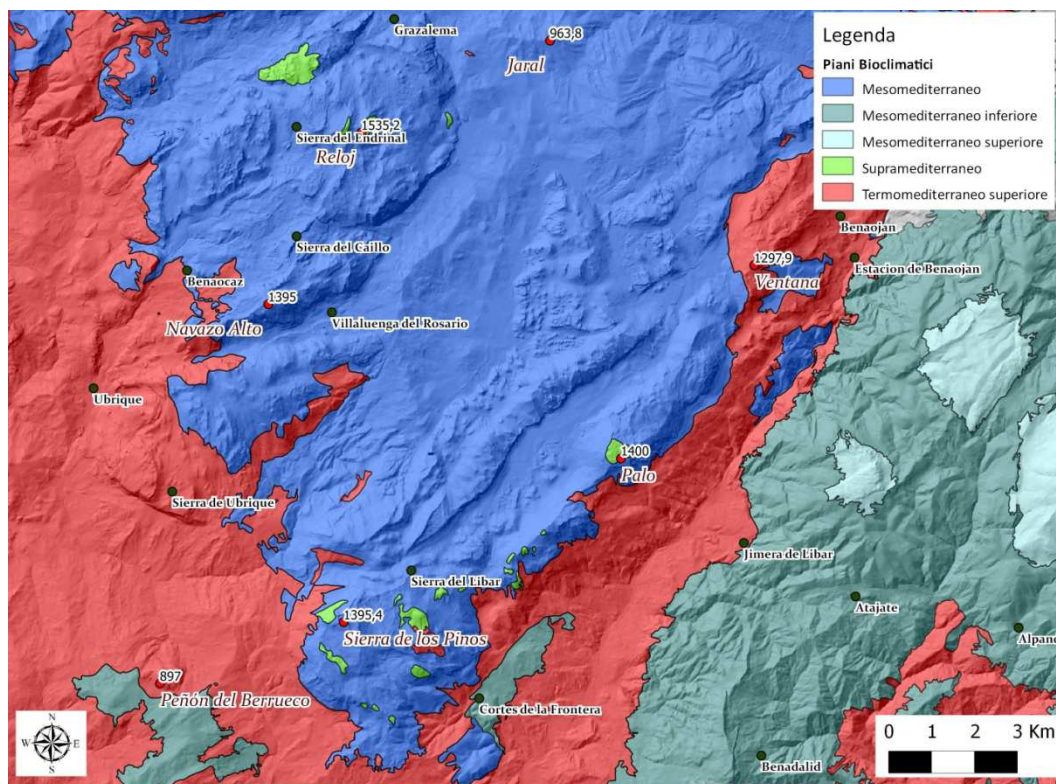


Fig. 2.9 Mappa delle zone bioclimatiche per il decennio 1996-2006 ricavata a partire dalla cartografia della vegetazione della Junta de Andalucía in scala 1:10.000

Tenendo conto dei dati relativi alle temperature medie annuali è poi possibile classificare l'area di studio sulla scorta dello schema classificativo (tabella 2.5) proposto da Rivas Martinez (1987). Si ottiene in tal modo una mappa delle zone (o piani) bioclimatiche (fig. 2.9).

Zona bioclimatica	Temperatura media annuale (°C)
<i>Crioromediterranea</i>	< 4°C
<i>Oromediterranea</i>	4 - 8 °C
<i>Supramediterranea</i>	8 - 13 °C
<i>Mesomediterranea</i>	13 - 17 °C
<i>Termomediterranea</i>	17 - 19 °C
<i>Inframediterranea</i>	> 19 °C

Tab. 2.5 Valori caratteristici per la definizione delle zone bioclimatiche della Regione mediterranea secondo Rivas Martinez (1987).

In particolare, si riconosce chiaramente la netta prevalenza della zona bioclimatica mesomediterranea (corrispondente alle zone dei massicci della Serrania e, in generale, topograficamente più elevate) e termomediterranea (in corrispondenza delle zone vallive e del fianco sudoccidentale del massiccio di Grazalema). A ovest del rio Guadiaro (e, localmente, nei dintorni di Cortes de la Frontera e del Peñon de Berrueco) l'ambito bioclimatico caratteristico è quello mesomediterraneo inferiore (prossimo al limite con il piano supramediterraneo).

Strettamente relazionata ai valori statistici delle precipitazioni della temperatura è la stima dell'evapotraspirazione e del *runoff* superficiale (componenti del budget idrico di un bacino). Nel presente studio, chiaramente, si prescinde da un'elaborazione numerica dettagliata di tali parametri, pur tentando di fornirne un valore quanto più possibile significativo. Per giungere a tale scopo si è fatto ricorso a due metodi espressi dalle formule di Thornthwaite e di Turc.

In generale, il termine di evapotraspirazione fa riferimento alla quantità d'acqua che complessivamente si trasferisce dal bacino idrografico all'atmosfera sia per evaporazione dagli specchi liquidi e dal terreno, sia per traspirazione dalle piante (Poehls e Smith, 2009). Ai fini pratici poco importa sapere la quantità d'acqua che passa in un modo o nell'altro, poichè il fenomeno globale è il risultato del sovrapporsi di entrambi i processi. A parità di altre condizioni, al crescere della disponibilità dell'acqua nel suolo crescerà il valore dell'evapotraspirazione, seppur non indefinitamente. Ci sarà, difatti, un valore limite di evapotraspirazione che non sarà superato anche per maggiori disponibilità di acqua. Tale valore limite è ciò che viene definito "evapotraspirazione potenziale".

Il valore dell'evapotraspirazione concorre a definire il bilancio idrico di un bacino. Considerando un comune periodo di riferimento per tutte le variabili in gioco, Poehls e Smith (2009) forniscono una versione semplificata dell'equazione del bilancio idrico:

$$P = Q + E + \Delta S_S + \Delta S_G$$

dove:

P = precipitazioni [L/t]

Q = *runoff* superficiale [L/t]

E = evapotraspirazione [L/t]

ΔS_S = variazione nella quantità d'acqua immagazzinata in superficie [adimensionale]

ΔS_G = variazione nella quantità d'acqua immagazzinata nel sottosuolo [adimensionale]

Non avendo a disposizione dati significativi e validati relativi alle variazioni di ΔS_S e ΔS_G , in modo estremamente approssimativo possiamo supporli entrambi prossimi allo zero (ovvero ritenendo pressoché invariate tali quantità durante il periodo temporale analizzato), riducendo la stima del

runoff ad una semplice sottrazione tra la quantità di precipitazioni P e l'entità dell'evapotraspirazione annuale E.

Definiremo, a questo punto, un'evapotraspirazione reale (EA o *actual evapotranspiration*) come il risultato dell'interazione suolo-vegetazione-atmosfera che avviene effettivamente nei sistemi naturali. Essa dipende essenzialmente da: 1. potere evaporante dell'atmosfera; 2. vegetazione (tipo, sviluppo e stadio vegetativo); 3. contenuto idrico del suolo.

Esiste, tuttavia, anche un'evapotraspirazione potenziale (EP o *potential evapotranspiration*), che ha luogo quando il contenuto idrico del suolo non costituisce fattore limitante per essa. La disponibilità d'acqua nel suolo è almeno pari alla quantità d'acqua che il sistema suolo-vegetazione-atmosfera è in grado di far evaporare. Dipende, pertanto, solo da 1. (potere evaporante dell'atmosfera) e 2. (vegetazione).

Ovviamente è valida la relazione:

$$EA \leq EP$$

Per quanto riguarda la stima di EA, essa indica la reale perdita di risorsa dal bacino idrico e dipende dal contenuto idrico θ del suolo. L'attività vegetativa delle piante, infatti, si riduce quando il contenuto idrico del suolo θ diventa inferiore al valore critico θ_d e cessa completamente al di sotto del *punto di appassimento* (θ_w).

In via approssimata possiamo assumere:

$$EA = EP \text{ se } \theta \geq \theta_d$$

$$EA = \alpha EP \text{ se } \theta < \theta_d$$

L'evapotraspirazione reale EA è, quindi, in genere inferiore al valore limite dato dall'evapotraspirazione potenziale EP.

Esiste, inoltre, un'evapotraspirazione potenziale di riferimento EP_0 , che rappresenta l'evapotraspirazione da una copertura erbosa fitta ed uniforme bene irrigata, alta 8-15 cm, in fase di crescita. Ci si riferisce ad essa per eliminare la dipendenza del valore di evapotraspirazione dal tenore vegetativo. D'altra parte EP_0 dipende solo dalle condizioni climatiche.

La formula di Thornthwaite consente la stima di EP_0 , espressa in centimetri su base mensile (cm/mese) con il ricorso alla sola informazione sull'andamento delle temperature medie mensili T, ovvero:

$$EP_0 = c T^a$$

Come già detto, T rappresenta la temperatura media del mese, espressa in gradi centigradi, mentre c ed a sono due parametri che dipendono dal clima del luogo considerato. I parametri possono essere espressi in funzione dell'indice termico annuale I espresso dalla formula:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514}$$

dove T_i indica la temperatura media mensile. I parametri a e c assumono la forma:

$$a = 0.016 I + 0.5$$

$$c = 1.6 \left(\frac{10}{I}\right)^a$$

La formula di Thornthwaite è stata proposta nell'ambito di indagini relative alla stima dell'evapotraspirazione di un anno medio. Volendola applicare per la stima dell' EP_0 di singoli

mesi di una serie storica occorre assumere I costante per l'area esaminata ed uguale al valore corrispondente alle medie delle temperature mensili calcolate su un periodo abbastanza lungo.

Nel nostro caso, facendo ricorso ai dati climatici della Consejeria de Medio Ambiente della Junta de Andalucía relativi al trentennio 1971-2000, il valore ricavato dalla suddetta formula per EP_0 è pari a **1405 mm/anno**, con una media di **117,1 mm/mese**.

La formula di Thornthwaite appena applicata può inoltre essere modificata per tener conto del numero medio delle ore di insolazione e fornire direttamente la stima della EP espressa in mm/mese:

$$(ET_p)_i = 16.2 b_i (10T_i/I)^a$$

dove:

b_i = parametro che dipende dal numero medio di ore di insolazione giornaliera e dal numero di giorni nel mese i . Fissata la latitudine, per ogni mese i il valore b_i è fornito dalla tabella 2.6;

$a = 0.5 + 0.016 I$ (come nella formula generale).

NORTH LAT.	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUNE	JULY	AUG.	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.
0°	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
10°	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
20°	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
30°	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
35°	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
40°	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
45°	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
50°	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

Tab. 2.6 Tabella di riepilogo per il calcolo di b_i (da Gray, 1973).

Considerata la latitudine media dell'area di studio intorno ai 36° Nord, utilizzando i valori corrispondenti alla riga dei 35° di latitudine Nord nella tabella di riferimento si ottiene un valore di EP pari a **1458,83 mm/anno**, con una media di **121,57 mm/mese**.

Passando ora alla stima dell'evapotraspirazione reale (EA) media annua (in mm), faremo ricorso alla formula di Turc, ovvero:

$$EA = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}}$$

dove $L = 300 + 25T_a + 0.05T_a^3$

Dove:

EA = evapotraspirazione reale media annua (climatologica) in mm;

P = altezza di precipitazione media annua in mm;

T_a = temperatura media annua in Celsius.

Utilizzando i dati relativi a P e T_a in nostro possesso è possibile ottenere un valore della EA pari a **704,39 mm/anno**.

La differenza tra la stima di EP e quella di EP_0 è dunque di soli 53,83 mm, ovvero il contributo medio annuo della vegetazione alla perdita di acqua per evapotraspirazione. Al contrario, più importante e significativo risulta essere il *gap* numerico tra i valori di EA ed EP, pari a 754,44 mm.

Rifacendoci all'equazione semplificata relativa al bilancio idrico della zona, i risultati ottenuti consentono di stimare il *runoff* (Q), ovvero la porzione di acqua precipitata che non si perde per evapotraspirazione e che, pertanto, può scorrere per ruscellamento sulla superficie del terreno o,

al contrario, infiltrarsi nel sottosuolo (rappresentando un fattore importante nello sviluppo del carsismo). Una stima di Q ci è fornita dalla semplice differenza tra il valore cumulativo delle precipitazioni ($P=1244.2$ mm/anno) e quello dell'evapotraspirazione reale ($EA=704,39$ mm/anno):

$$Q = P - EA = 1244.2 \text{ mm/anno} - 704,39 \text{ mm/anno} = 539,81 \text{ mm/anno}$$

Ovvero poco più del 43% dell'acqua che cade nella zona sotto forma di precipitazioni atmosferiche non evapotraspira e va a contribuire al *runoff* superficiale ed alle infiltrazioni.

Riepilogando (tab. 2.7):

	P (mm/anno)	ETp0 (mm/anno)	EP (mm/anno)	EA (mm/anno)	Q (mm/anno)
Valore	1244,2	1405,0	1458,83	704,39	539,81

Tab. 2.7 Valori riepilogativi dei parametri utili a definire approssimativamente il bilancio idrico dell'area di studio nel trentennio 1971-2000.

Questa semplice ed approssimativa analisi climatica dell'area oggetto del presente studio permette di riconoscere come, nel contesto climatico che attualmente la caratterizza (e nella fattispecie relativo al trentennio 1971-2000), sussistano delle condizioni significativamente favorevoli allo sviluppo ed al mantenimento del processo carsico: ombroclima mediamente umido con precipitazioni pari a 1244,2 mm/anno; zona bioclimatica meso-termo mediterranea con valori di temperature comprese tra gli 11 e i 17,2 °C; *runoff* superficiale pari al 43% dell'acqua precipitata. D'altra parte è pure vero che l'attuale prevalenza di una grande varietà di morfologie carsiche rispecchia l'evoluzione paleoclimatica della zona sudoccidentale della Cordigliera Betica, per lo meno a partire dal Miocene (Delannoy, 1987). Tali forme relitte rappresentano una preziosa testimonianza dell'alternanza di climi marcatamente differenti, in corrispondenza dei quali il paesaggio ha subito profonde trasformazioni.

Facendo riferimento allo schema paleoclimatico ricostruito da Delannoy (1987), è possibile ricavare un quadro complessivo dell'evoluzione del clima nell'area della Sierra de Grazalema. Nelle Zone Interne della Cordigliera (poste a Sud Est dell'area di studio) l'evoluzione morfoclimatica iniziò precocemente rispetto alle aree contigue, almeno successivamente alle prime fasi tettoniche eoceniche. Ciò nonostante poco si sa relativamente alle condizioni bioclimatiche che prevalevano durante tale periodo, per quanto lo studio delle argille contenute nei depositi aquitaniano-burdigaliani da parte di Rivière (1973), suggerirebbe un clima tropicale umido. Il successivo lavoro di Vignier (1974) sul Miocene del bacino del Basso Guadalquivir (ovvero poco più a Nord della Serrania), pone in evidenza l'esistenza di un clima caldo con stagioni molto contrastate (stagione umida e stagione secca). Se poi, da un lato, il Tortoniano superiore si caratterizza per un'importante regressione marina quasi concomitante con una fase orogenica tardo tortoniana, dall'altro è esso stesso il preludio all'importante crisi climatica del Messiniano. Tale episodio segnerà un notevole aumento dell'aridità e sarà responsabile della deposizione delle potenti successioni evaporitiche (soprattutto gessi) molto ben rappresentate nel settore orientale della catena Betica (Sorbas, Nijar, Almeria). Nel Pliocene sembra di assistere al ritorno ad un clima più umido, secondo quanto si evincerebbe dallo studio della sedimentazione pliocenica nei dintorni di Malaga (Delannoy, 1987). In tale periodo la copertura vegetale doveva essere sufficientemente densa da opporsi all'erosione dei versanti, mentre i depositi sono fondamentalmente argillosi. In definitiva parrebbe, dunque, che durante il Terziario questo settore della Cordigliera si sia modificato sensibilmente in condizioni climatiche prevalentemente tropicali, con lievi sfumature a volte più umide (Burdigaliano), altre più secche (Tortoniano), o perfino aride (Messiniano) (Delannoy, 1987).

La fine del Pliocene segna l'evoluzione del clima locale verso condizioni più tipicamente mediterranee. Ancora una volta sono i depositi tardo pliocenici a fornirci preziose informazioni, trovandosi esclusivamente al di sotto dei livelli erosivi delle locali *sierras*. Tali depositi sono costituiti da detriti grossolani, scarsamente arrotondati ed accumulatisi per opera di fenomeni di ruscellamento non concentrato relazionati ad intensi fenomeni piovosi (Delannoy, 1987). D'altro canto, l'abbondanza di argille ricche in caolinite testimonia come i suoli rossi, formati durante le fasi tropicali plioceniche, siano stati erosi lungo i versanti a scarsa copertura vegetazionale. Infine, tali depositi (che Delannoy ribattezza in *faciès brèches mortadelles*) si presentano profondamente incrostati, presupponendo la prevalenza di una stagione marcatamente secca. In altri termini durante il Pliocene il clima perde il suo carattere tropicale e si avvicina sempre più a "tonalità" mediterranee, caratterizzate da una significativa diminuzione delle temperature e da un distinto regime delle precipitazioni (stagione secca prolungata alternata ad una stagione umida con precipitazioni torrenziali).

Il periodo di "rottura" climatica pliocenico-quadernario assicura la transizione tra i climi tropicali terziari ed i climi quadernari caratterizzati dalle ripetute alternanze di episodi freddi ed episodi più miti. Fatto nuovo nello scenario dei rilievi betici è la comparsa di una morfogenesi tipicamente glaciale, testimoniata inequivocabilmente dalle tracce lasciate dagli apparati glaciali. Tali testimonianze di glacialismo sono in realtà ben poche e chiaramente distinguibili solo nei settori più elevati della Sierra Nevada (provincia di Granada). Messerli (1965), a tal proposito, fissa il limite delle nevi perenni tra i 2300-2400 m s.l.m. per le glaciazioni würmiane della Sierra Nevada e 200 metri più in basso quello degli episodi glaciali del Riss. Preme d'altro canto sottolineare come, per quanto i restanti massicci della Cordigliera raramente superino i 2000 metri di quota (i rilievi più elevati della Sierra de Grazalema ne sono ben al di sotto, come segnalato in precedenza) e dunque non hanno conosciuto episodi di morfogenesi glaciale, pur tuttavia sono numerose le evidenze che testimoniano la loro evoluzione in condizioni nivali più o meno marcate. Lo sviluppo e la preservazione delle coperture nevose, inoltre, non è strettamente connesso con il solo fattore altitudinale (Delannoy, 1987). Secondo l'autore francese una relativa abbondanza di precipitazioni fredde potrebbe aver ribassato il limite inferiore delle nevi perenni, come evidenziato dalla significativa presenza di numerose forme nivocarsiche nella Sierra de Grazalema (quasi esclusivamente in corrispondenza della sola Sierra del Endrinal, fig. 2.10). Tale limite inferiore, infatti, doveva scendere intorno ai 1400 metri di quota nelle *sierras* che per prime ricevevano i fronti depressionari atlantici, i quali, d'altro canto, ascendevano molto rapidamente procedendo verso Est. A riprova di ciò nella Sierra de las Nieves (dintorni di Ronda), che pure raggiunge gli oltre 1900 m s.l.m., tali forme nivali sono praticamente assenti (Delannoy, 1987). Senza dubbio, se queste eredità glaciali e nivali permangono isolate nei settori più elevati dei rilievi betici, è pur vero che i fenomeni periglaciali incisero nella maggior parte di tali massicci, lasciando tracce significative sotto forma di livelli a gelifratti, lobi di gelifluzione e versanti regolarizzati. Sotto i 700-800 metri l'azione del freddo era molto limitata, forse addirittura nulla. La presenza di superfici di pedimentazione (*glacis*) e di terrazzi indica un'importante erosione dei versanti, anche a bassa quota. Tale rimozione sarebbe imputabile ad una copertura vegetazionale poco fitta (e scarsamente protettiva) a causa della siccità in aumento a bassa quota. Successivamente, diviene abbastanza chiaro che, indipendentemente dall'altitudine, gli episodi quadernari si caratterizzano per l'erosione dei versanti, anche senza la concomitante azione del freddo. Tali episodi si alternavano a periodi più miti, in circostanze climatiche molto vicine a quella presente (Delannoy, 1987).

A conferma del modello paleoclimatico dello studioso francese, Rodriguez Vidal *et al.* (1999) hanno ricostruito la morfogenesi e le fasi di carsificazione della Sierra del Endrinal negli ultimi 800.000 anni attraverso datazioni isotopiche su campioni di speleotemi e concrezioni della zona. Tali autori hanno riconosciuto nella piattaforma carsica del massiccio tre livelli erosivi gradati la

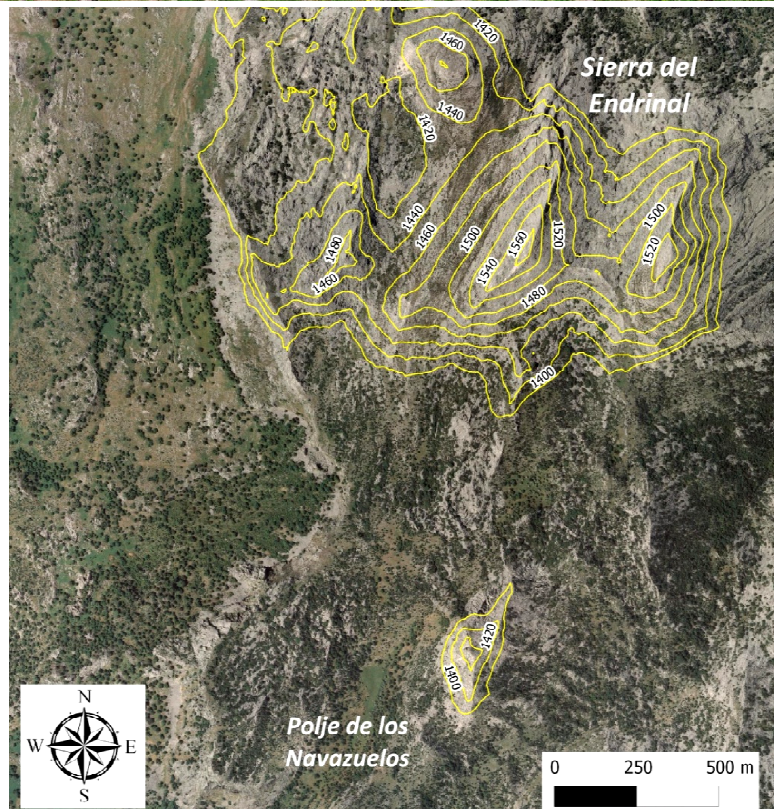


Fig. 2.10 *In alto*: panoramica della Sierra del Endrinal e del fianco orientale del Polje de los Navazuelos. Le isolinee gialle evidenziano il posizionamento del limite inferiore delle nevi perenni nell'ultimo glaciale secondo Delannoy (1987). Al di sopra di tale quota (1400 metri) è estremamente significativa la presenza di numerose forme legate a carsismo nivale (pozzi a neve, docce carsiche, ecc.). *In basso*: stralcio di ortofoto in cui si evidenzia la posizione delle isoipse con quote superiori ai 1400 metri.

cui genesi ed evoluzione è legata all'alternanza di fasi climatiche umide (in grado di portare ad un regime di biostasia ed efficaci almeno nel Pleistocene Medio-Superiore e nel Pleistocene Superiore-Olocene) con interruzioni climatiche ed antropogeniche di natura resistatica capaci di

mobilizzare per ruscellamento o gravità gli ammassi detritici ed i regoliti prodotti in epoche anteriori.

2.a4 Biogeografia

La regione andalusa (e, nel dettaglio, la zona della Serrania de Grazalema) ha una notevole valenza dal punto di vista biogeografico. Si tratta di un territorio estremamente eterogeneo e fortemente contrastato in cui si combinano diversi fattori (geologici, climatici, pedologici, ecc.) che determinano una rilevante variabilità in termini di flora e fauna (Rivas Martinez *et al.*, 1997).

Accanto a questa importante biodiversità si colloca, come già sottolineato in precedenza, una geodiversità altrettanto significativa, espressione, peraltro, della diversità orografica che caratterizza il paesaggio andaluso nel suo complesso. E' soprattutto l'estrema variabilità del rilievo a giocare un ruolo chiave nel favorire la biodiversità della flora e della vegetazione e nell'alterare i climi locali e la loro influenza su altri parametri fisici ambientali (Rivas Martinez *et al.*, 1997). Questi autori riconoscono, difatti, come sia stato proprio il rilievo a determinare l'instaurarsi di sequenze bioclimatiche altitudinali, essendo proprio l'altitudine il solo fattore limitante nello sviluppo di dette successioni. Esso è difatti responsabile del marcato contrasto tra aree ad elevate precipitazioni nell'Andalusia occidentale (per l'appunto la Sierra de Grazalema) ed i territori del Sud Est della regione (cfr. 2.a3), posti sottovento rispetto ai venti umidi atlantici e, perciò, spiccatamente aridi (Provincia di Almeria). Ma è soprattutto responsabile di una peculiare insularità biogeografica che ha consentito la presenza di specie relitte e paleoendemiche (Rivas Martinez *et al.*, 1997).

Per quanto detto, la relazione tra parametri climatici (temperatura e precipitazioni) e vegetazione consente dunque di distinguere alcune fasce bioclimatiche (*bioclimatic belts*), definite come "tipologie o spazi nei quali si è prodotta una zonazione altitudinale o latitudinale" (Rivas-Martinez, 1987). Tale distinzione è chiaramente valida universalmente ed in ogni regione o gruppo di regioni simili vi sono caratteristiche fasce bioclimatiche con propri peculiari valori termici. Rivas Martinez (1995) ha stabilito l'esistenza di cinque macrobioclimi su scala mondiale: Tropicale, Mediterraneo, Temperato, Boreale e Polare. Ciascuno dei quali suddivisibile in vari bioclimi e fasce bioclimatiche secondo i loro termotipi ed ombrotipi. Secondo tale classificazione, il macrobioclima andaluso è di tipo Mediterraneo, caratterizzato da un bioclima extratropicale con un certo grado di aridità almeno due mesi dopo il solstizio estivo (Rivas Martinez *et al.*, 1997). Esistono infine sette sottotipi all'interno di questa classificazione generale: oceanico pluristagionale (*oceanic-pluviseasonal*), continentale pluristagionale (*continental-pluviseasonal*), oceanico xerico (*oceanic-xeric*), oceanico desertico (*oceanic-desertic*), continentale xerico (*continental-xeric*), continentale desertico (*continental-desertic*) e iperdesertico (*hyperdesertic*). L'intero territorio andaluso può essere rappresentato dai primi quattro sottotipi (Rivas Martinez *et al.*, 1997). I termotipi e gli ombrotipi che rappresentano l'area oggetto del presente studio sono già stati proposti rispettivamente in figura 2.9 e 2.7, evidenziando, nel primo caso, la prevalente appartenenza al gruppo mesomediterraneo e termomediterraneo e, nel secondo caso, ai gruppi subumido, umido e iperumido.

L'origine dei taxa floristici territoriali (che connotano la biodiversità della regione andalusa e hanno stimolato l'adozione di peculiari azioni di salvaguardia: parchi naturali, aree protette, luoghi di interesse comunitario, ecc.), è dunque il risultato dei cambiamenti climatici e geologici che hanno avuto luogo nel corso del tempo, portando ad un complesso processo di sintesi di flore di origini molto diverse (Rivas Martinez *et al.*, 1997).

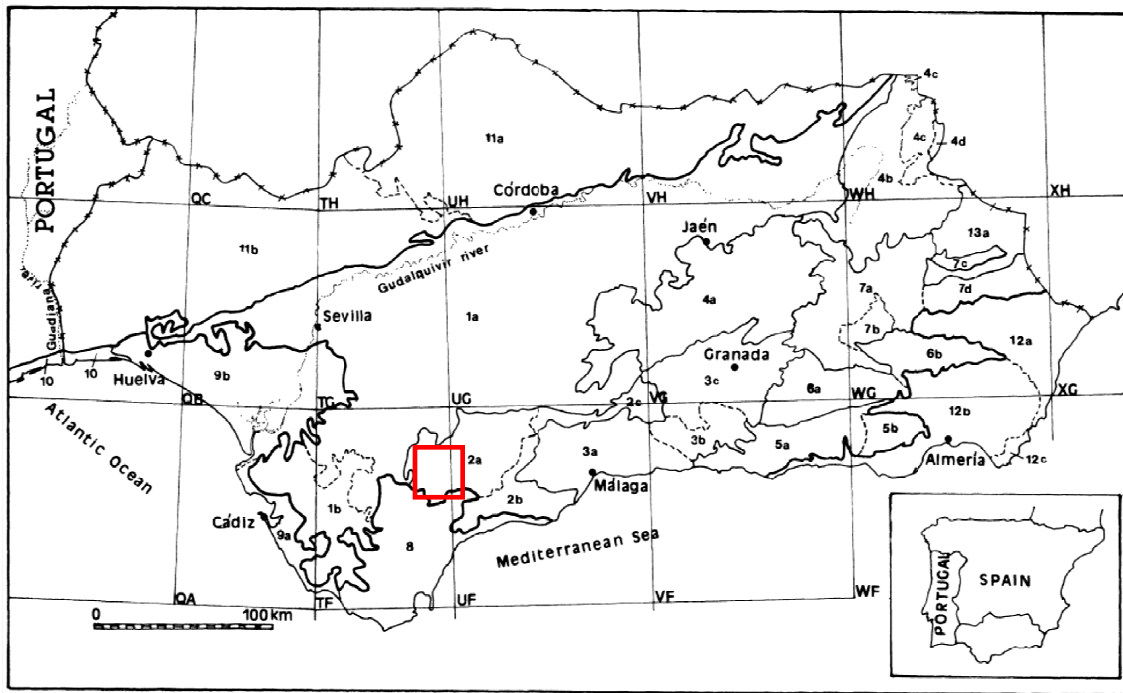


FIG. 3. Biogeographical classification of Andalusia (— province limit, sector limit, --- district limit, -x-x-x-x Andalusia limit).

* Mediterranean region

+ Western Mediterranean subregion

A Mediterranean-Ibero-Atlantic superprovince

I Baetic province

1 Hispalense sector

1a Hispalense district

1b Jerezano district

2 Rondeño sector

2a Rondense district

2b Bermejense district

2c Anticariense district

3 Malacitano-Almijarensis sector

3a Malacitano-Axarquienso district

3b Almijarensis district

3c Alfacarino-Granatense district

4 Sub-Baetic sector

4a Sub-Baetic-Maginenso district

4b Cazorlense district

4c Alcaracense district

4d Sub-Baetic-Murcianense district

5 Alpujarreño-Gadorensis sector

5a Alpujarreño district

5b Gadorensis district

6 Nevadense sector

6a Nevadense district

6b Filábrico district

7 Guadiciano-Bacense sector

7a Guadiciano-Baztetano district

7b Serrano-Bacense district

7c Serrano-Mariense district

7d Serrano-Estanciense district

II Gaditano-Onubo-Algarviense province

8 Aljibico sector

9 Gaditano-Onubense sector

9a Gaditano littoral district

9b Onubense littoral district

10 Algarviense sector

III Luso-Extremadurensis province

11 Mariánico-Monchiquense sector

11a Marianense district

11b Araceno-Pacense district

B Mediterranean-Ibero-Levantine superprovince

IV Murciano-Almeriense Province

12 Almeriense Sector

12a Eastern Almeriense district

12b Western Almeriense district

12c Caridemo district

V Castellano-Maestrazgo-Manchega province

13 Manchego sector

13a Manchego-Espunense district

Fig. 2.11 Classificazione biogeografica dell'Andalusia secondo Rivas Martinez *et al.* (1997). Il riquadro in rosso identifica l'area di studio e l'appartenenza al settore *Rondeño*.

E' possibile distinguere gruppi di taxa in relazione alle loro peculiari caratteristiche di origine temporale e territoriale note e, sulla base di queste e dei differenti condizionamenti locali (cambiamenti climatici, varietà del substrato, isolamento, ibridazione, ecc.) definire dei settori biogeografici (fig. 2.11): Aljibico, Almeriense, Betico, Iberico, Nevadense, Ibero-Nord-Africano, Rondeño, etc.. L'area di studio coincide quasi globalmente con il settore Rondeño ed il distretto Rondense, e solo in minima misura con quello Aljibico (fig. 2.11).

Per quanto visto fin qui, l'enorme diversità climatica ed edafica presente nell'ambito della Sierra de Grazalema ha favorito (e favorisce) lo sviluppo e la diffusione di una gran varietà di formazioni vegetali, nella stragrande maggioranza proprie di un macrobioclima mediterraneo. La lecceta sempreverde rappresenta la formazione forestale principale della Cordigliera Betica. La quercia (*Quercus rotundifolia*), con il suo carattere xerofilo (adattata, cioè, a vivere in ambienti caratterizzati da lunghi periodi di siccità o da clima arido o desertico) e con il particolare grado di resistenza al freddo, può crescere fino ai 1500 metri di altezza. In realtà già a partire dai 100 metri, l'aumento dell'umidità permette l'associazione di specie caducifoglie (*Quercus faginea*, *Quercus lusitanica*). A quote più elevate si riconosce l'abete di Spagna (*Abies pinsapo*, localmente noto come *pinsapo*), specie relitta degli episodi freddi quaternari, ed indicativa di un ombroclima umido. Il *pinsapo* rappresenta forse la specie vegetale più emblematica dell'intera Serrania, dal momento che la sua significativa presenza in zona ha determinato l'istituzione nell'area di una Riserva della Biosfera (1977) e successivamente quella dell'omonimo Parco Naturale (1984). Le forme boschive più importanti di questa specie si concentrano particolarmente sul versante settentrionale della Sierra del Pinar, noto, per l'appunto, come *pinsapar della Sierra del Pinar*. Le associazioni vegetali alpine attecchiscono solo oltre i 2000 metri di quota, definendo una vegetazione arbustiva e bassa. D'altra parte questo tipo di vegetazione si riscontra anche a minori altitudini, a causa di una degradazione importante degli ambiti forestali inferiori (Delannoy, 1987). Effettivamente la maggior parte dei rilievi betici è sprovvista della propria copertura vegetale originaria. Tale degradazione boschiva è, d'altro canto, conseguenza di una prolungata occupazione umana che conserva usi limitativi per la crescita delle specie: pastorizia ovina di alta montagna, carbonaie, ecc. (Gallego Fernández, 2002). La degradazione forestale ha avuto come conseguenza la diffusione della gariga montana, oltre il limite dell'areale della vegetazione arborea e in condizioni pedoclimatiche sfavorevoli. La vegetazione è tipicamente rappresentata da formazioni arbustive nane, discontinue, spesso modellate a pulvino a causa del vento. Pertanto, essa è in grado di proteggere solo debolmente i suoli contro le piogge ed il ruscellamento, capaci di asportare porzioni di orizzonti pedologici o, perfino, giungere a denudare completamente il substrato (fenomeni particolarmente evidenti nella Sierra del Endrinal e nella Sierra de los Pinos). Questa degradazione bioedafologica, risultato della notevole e secolare pressione antropica associata a processi erosivi particolarmente efficaci, secondo Delannoy (1987) è proprio all'origine dei paesaggi spiccatamente rocciosi e brulli tipici delle *sierras* andaluse. Al contempo, essa è un fattore non trascurabile nel riconoscimento e nell'interpretazione di alcuni fenomeni morfogenetici di natura carsica che verranno meglio dettagliati nel prosieguo.

2.a5 Uso del suolo

I suoli della Serrania de Grazalema sono generalmente poco sviluppati, costituendo frequentemente delle formazioni edafiche isolate (suoli litici e ruptici) interrotte da affioramenti rocciosi ed interessate, nella maggior parte dei casi, da un'intensa pietrosità (Delannoy, 1987). La ragione di queste caratteristiche può essere ricercata nell'accidentata topografia della regione. I rilievi hanno pendenze localmente anche importanti e lungo i versanti è ben difficile che si sviluppino del suolo; molto più comune ne è l'erosione. Per tale ragione è estremamente comune trovare litosuoli, protosuoli e diverse tipologie (fig. 2.12) a vario grado di pietrosità che tendono ad accumularsi in corrispondenza di aree depresse. Inoltre nelle doline o nei solchi di dissoluzione delle formazioni calcaree rocciose si rileva la presenza di suoli rossi relitti (Delannoy, 1987). Sui calcari tabulari si formano suoli da marroni a marroni-rossicci, sulle marne triassiche si

sviluppano suoli marnosi vertici, mentre sulle arenarie silicee suoli da marroni a rossicci acidi (più evoluti rispetto a tutti gli altri, fino ad arrivare a suoli lavati e suoli idromorfi) (Delannoy, 1987).

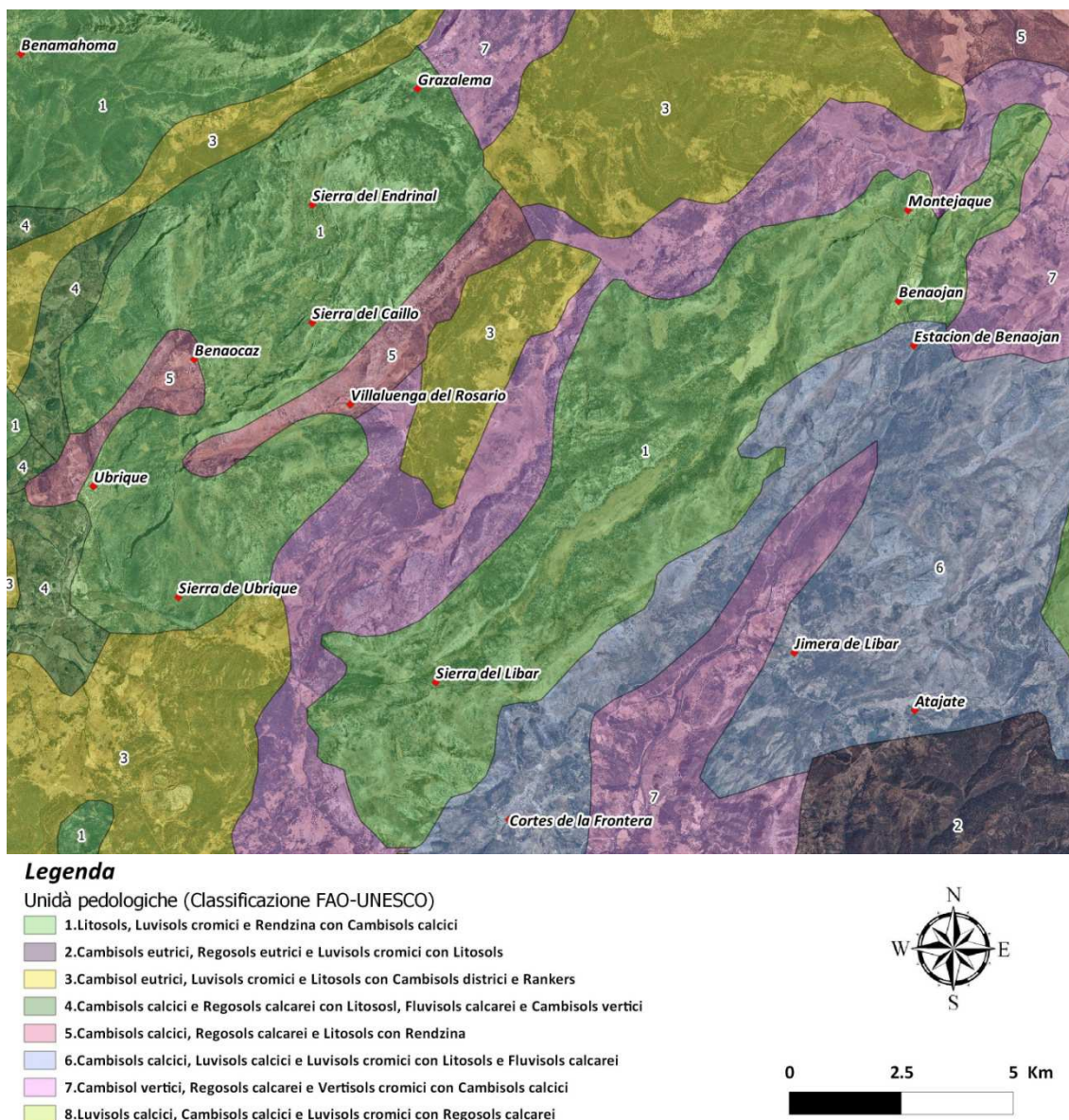


Fig. 2.12 Mappa pedologica dell'area di studio elaborata a partire dai dati rilevati per la Carta delle Unità Edafiche della Junta de Andalucía in scala 1:400.000.

Complessivamente i suoli più abbondanti della zona sono i *leptosols litici* (suoli poco profondi e sviluppati su roccia). Esistono, in aggiunta, *luvisols relitti* (suoli con accumulo di argilla lisciviata che riempiono cavità e fratture delle rocce) e *cambisols* (suoli con cambiamenti di colore, di struttura e di consistenza per l'effetto di un'alterazione *in situ*) su calcari, arenarie silicee e depositi triassici. L'elemento comune alle varie tipologie è rappresentato dal costituire formazioni isolate e pietrose. Lo sviluppo dei suoli della zona dipende (oltre che dalla vegetazione e dal microclima) dall'altitudine e dal substrato geologico. In questo senso distinguiamo generalmente: a) *leptosols litici*, *rendzinici* e *umbrici*; b) *regosols calcarici*; c) *luvisols calcici*; d) *cambisols calcarici*, *gleici* ed *eutrici*.

a) Nei dintorni di Grazalema appaiono differenti *leptosols* su pendenze importanti, con poco sviluppo ed il cui materiale organico ed inorganico è poco decomposto (Giordano, 1999).

All'interno di questo gruppo, le distinte tipologie si riconoscono in funzione del grado di sviluppo, determinato, nella maggior parte dei casi, dalla posizione fisiografica e dalla natura della roccia madre. In generale, i più abbondanti si trovano lungo le zone di maggior pendenza o le scarpate (sprovviste di vegetazione arborea ed erbacea) delle *sierras* giurassiche di Ubrique, del Caillo e dell'Endrinal, e di quelle liassiche del Pinar, del Monte Prieto, etc.; meno frequentemente su arenarie silicee ed altre rocce.

Leptosols litici

Presentano un orizzonte A di humus molto poco decomposto e di scarso spessore (< 10 cm). La roccia madre può essere calcarea o acida, determinando il grado di saturazione in basi: se di origine calcarea il suolo è saturo e il calcio è il catione dominante; su materiali acidi il suolo è sottosaturo.

Leptosols rendzinici

Occupano aree isolate e di estensioni ridotte. Presentano un orizzonte A di colore scuro, mescolato con materia inorganica, calcari fini e argilla, per l'azione della microfauna del suolo. Il suo pH è alcalino. Ha scarsa capacità di ritenzione idrica, per cui è secco durante l'estate ed è poco profondo. Presenta vegetazione arbustiva.

Leptosols umbrici

L'orizzonte A contiene humus di colore grigio scuro, sciolto, permeabile, con sufficienti radici e reazione acida, grado di saturazione inferiore in basi al 50%.

b) I ***regosols*** (suoli con presenza di una coltre di materiale mobile che ricopre la roccia dura, Giordano, 1999) si rilevano nelle valli e nelle zone più basse su coperture calcaree colluviali. Occupano piccole estensioni associate sempre allo stesso materiale ed alla stessa origine colluviale.

Regosols calcarici

Hanno colore marrone o marrone rossiccio, con una tessitura limosa e struttura grumosa. Sono permeabili e di drenaggio medio o buono. Hanno pH leggermente alcalino e contengono quantità accettabili di materia organica e carbonato di calcio. Il loro uso è limitato dalla pietrosità e dalla scarsa estensione occupata.

c) I ***luvisols*** sono suoli sottoposti ad intensa erosione (tanto da potersi ritrovare in superficie l'orizzonte *Bt* dal colore rosso vivo e struttura prismatica) e caratterizzati dall'accumulo di argilla lisciviata (Giordano, 1999). A volte possono riempire cavità su rocce calcaree dure, oltre ad essere poveri in humus e quasi completamente decalcificati. Si trovano in aree isolate tra gli abitati di Ubrique e Benaocaz e tra Zahara de la Sierra e Grazalema.

Luvisols calcici

Nell'area non costituisce mai una copertura estesa e diffusa, ma occupa solo depressioni del rilievo, fenditure, cavità alveolari, etc., in tipici paesaggi carsici (tipo *Torca*). Vista la sua pietrosità ed irregolarità, è un suolo improduttivo. Il profilo presenta un orizzonte A poco profondo, di colore marrone e marrone rossiccio, tessitura

limosa e struttura grumosa. E' friabile, di buona permeabilità, non calcareo o con calcare secondario. L'orizzonte *Bt* è di colore rosso, a tessitura argillosa, struttura compatta, permeabile e non calcareo. L'orizzonte *C* è un calcare giurassico duro, di colore grigiastro, tipicamente corroso. Il suolo contiene generalmente poca materia organica, ha un pH leggermente alcalino e, per quanto non decalcificato, mostra una buona saturazione in basi. E' scarsamente sfruttato.

d) I ***cambisols*** sono suoli con cambiamento di colore, di struttura e di consistenza per l'effetto di un'alterazione in situ (Giordano, 1999). Si sviluppano su marne scistose e calcari marnosi, oltre che su arenarie silicee. Sui calcari hanno poca estensione, concentrandosi tipicamente nella zone collinari comprese tra Benaocaz e Ubrique, nella Manga de Villaluenga del Rosario e nei vicini terreni che si sviluppano fino alla Sierra de Libar e Grazalema. Sono anche riconoscibili in prossimità di El Bosque e lungo il fianco nordoccidentale della Serrania. Sulle arenarie silicee si trovano principalmente ad Est di Grazalema e, in misura ridotta, nei pressi della depressione del rio Tavizna, tra El Bosque e Benaocaz.

Cambisols calcarici

Presentano un orizzonte *A* calcareo, di profondità variabile (5 - 30 cm), di colore da marrone a marrone-rossiccio, tessitura limoso-arenosa e struttura grumosa. L'orizzonte *Bw* è marrone-rossiccio, tessitura limosa, struttura in blocchi sub angolari, permeabile e calcareo.

A volte si riconosce un orizzonte di transizione, *B-C*, più ricco in calcari sciolti e meteorizzati rispetto ai precedenti. L'orizzonte *C* è dato da marne poste a profondità variabile (40 - 80 cm). Sono suoli dal pH leggermente alcalino con quantità accettabili di materia organica e carbonato calcico. Vengono parzialmente sfruttati per uso agricolo.

Cambisols eutrici

Sviluppati su arenarie, rappresentano la tipologia più comune ed estesa della zona. Sono generalmente suoli neutri.

Cambisols gleici

A Nord Est di Villaluenga del Rosario il suolo mostra un grande sviluppo. Le condizioni climatiche (umidità e piovosità significative), la topografia non molto accidentata e la presenza di vegetazione su prati e pascoli incolti, hanno determinato la formazione di uno *pseudogley*. Questo suolo mostra inoltre un orizzonte *Bw* di colore ocra o marrone-rossiccio, leggermente arricchito in argilla ed ossidi di ferro. Lo strato superficiale (di un 20 cm di spessore) con resti vegetali ben umificati, struttura grumosa e colore marrone scuro. L'orizzonte *Bw* è di colore ocra, arenoso-limoso e leggermente compatto. L'orizzonte *Bwg* è molto profondo, arenoso-limoso, compatto e di colore grigio-verdastro, con macchie di colore rosso intenso e marrone (prodotte dagli idrossidi di ferro). La roccia madre è un'arenaria silicea, della quale persistono

frammenti o ciottoli più o meno decomposti in tutta la massa del suolo.

In relazione a quanto appena evidenziato nel breve inventario dei suoli che caratterizzano il territorio della Sierra de Grazalema, è poi possibile definire un quadro sintetico indicativo della capacità di uso generale e di erosione delle terre. Utilizzando i dati della Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía, anno 2005) è stata realizzata una mappa rappresentativa della qualità delle terre dell'area di studio (fig. 2.13). L'immagine raster ottenuta evidenzia un range cromatico di valori che va da "terre marginali o improduttive" (tonalità blu), passando per "terre

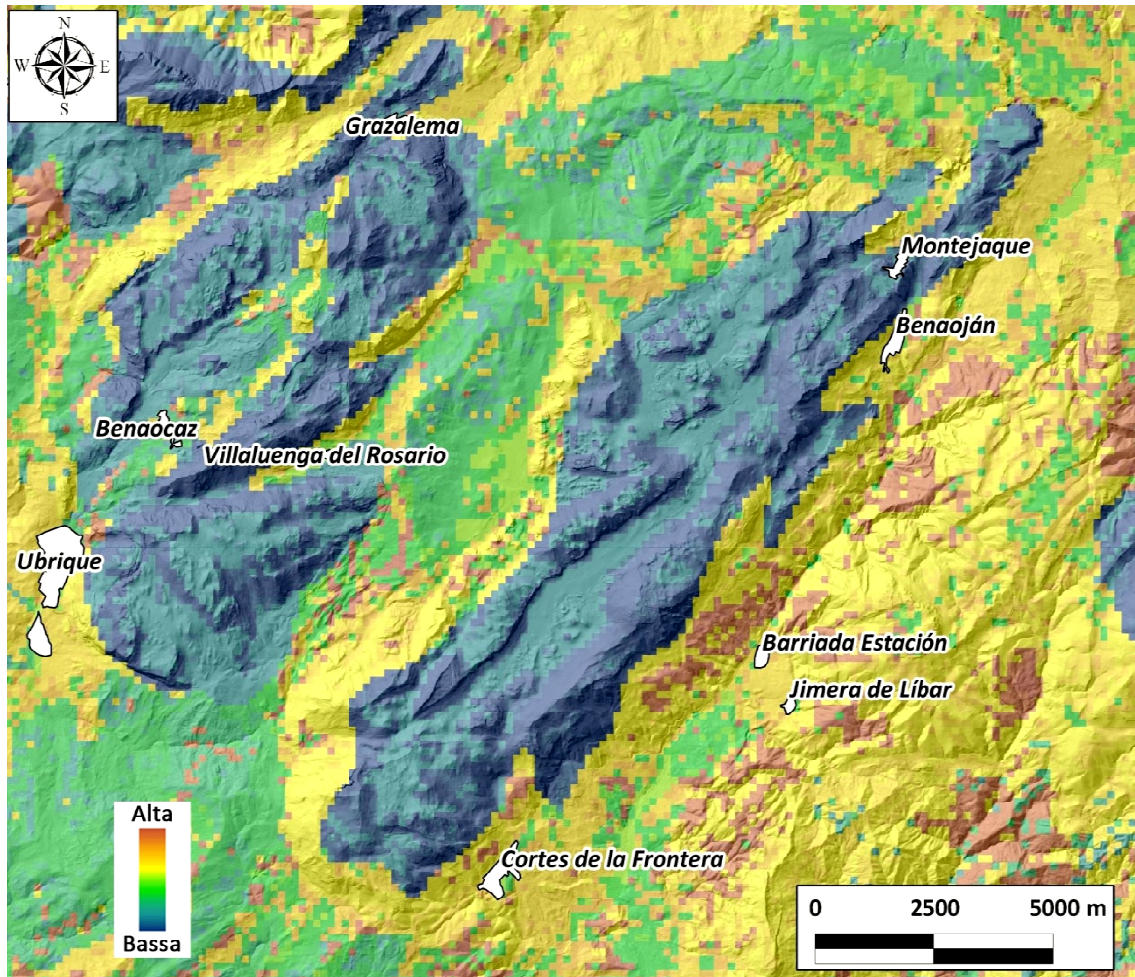


Fig. 2.13 Mappa della *capacità di uso generale e di erosione delle terre* elaborata a partire da dati rilevati della Junta de Andalucía in scala 1:400.000 e sovrapposta in trasparenza ad uno shaded relief. La risoluzione spaziale del raster ottenuto è di 150 metri. Procedendo dall'arancione fino al blu si passa da terre con eccellente capacità d'uso a terre marginali o improduttive.

da moderata a marginale capacità d'uso" (tonalità verdi) e "terre di buona o moderata capacità d'uso" (tonalità gialle), per arrivare a "terre con eccellente capacità di uso (tonalità rosse). E' abbastanza evidente come una percentuale significativa dell'area di studio sia occupata da estensioni di terreni scarsamente produttivi. Tale porzione di qualità medio-bassa non è solamente imputabile a cause naturali, ma deve necessariamente ricondursi anche a fenomeni di erosione ed alterazione. Questi ultimi conducono inevitabilmente alla perdita totale o parziale della capacità produttiva dei suoli e sono sicuramente indotti dalla pressione antropica esercitata nella zona attraverso: la costruzione di infrastrutture, l'urbanizzazione crescente, la

deforestazione diffusa, l'eliminazione della copertura vegetale, un uso inadeguato dei limitati territori agricoli.

2.b Caratteri geologici

2.b1 Introduzione generale Cordigliera Betica

La regione oggetto di indagine appartiene alle **Zone Esterne della Cordigliera Betica** e definisce un mosaico geologico nel quale le relazioni tettoniche obbligano e conducono ad una ricostruzione paleogeografica abbastanza complessa. Negli studi pregressi (cfr. 1) i diversi autori hanno utilizzato in molti casi nomi differenti per descrivere le medesime zone paleogeografiche. Ciò nonostante, i lavori più recenti (Gutiérrez Mas *et al.*, 1991; Azañón *et al.*, 2002; Vera *et al.*, 2004; Martín-Algarra, 2008a e 2008b) tendono a stabilire, come punto di partenza, quadri abbastanza analoghi ed equivalenti tra loro, delle distinte unità definite nel passato.

D'altra parte, è palese constatare come la comprensione delle dinamiche geologiche relative alla Sierra de Grazalema ha efficacia solo se contestualizzata al quadro più generale del *Sistema Betico*.

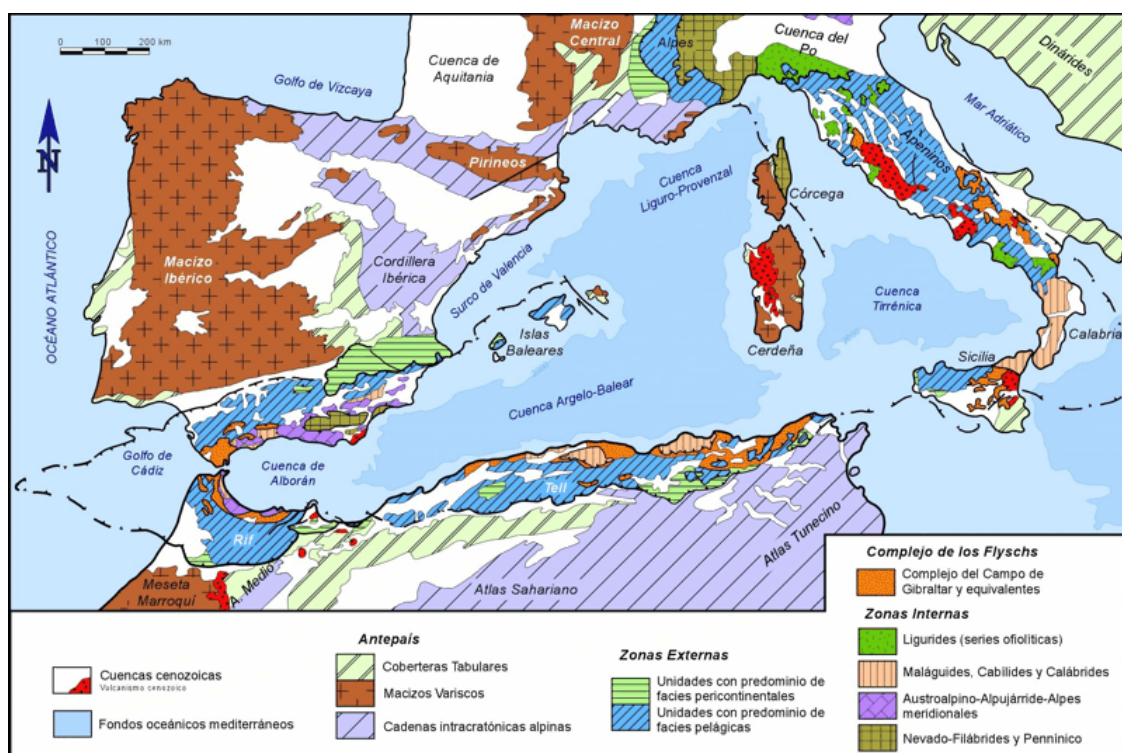


Fig. 2.14 Mappa geologica del segmento occidentale dell'Orogene Alpino Perimediterraneo (Vera *et al.*, 2004).

La **Cordigliera Betica** (*Cordillera Betica* o *Cordilleras Beticas*), costituisce la grande unità orografica e geologica del Sud e Sud-Est della Penisola Iberica (fig. 2.14). Essa comprende i rilievi montuosi situati a Sud del fiume Guadalquivir e quelli che proseguono verso Est-Nord-Est fino al limite orientale della Castilla - La Mancha, Murcia e la parte meridionale della Comunità Valenciana, delimitati a Nord dal **Massiccio Iberico** (*Macizo Iberico*) e dalla **Cordigliera Iberica** (*Cordillera Iberica*). I limiti a Sud Ovest, Sud e Sud Est coincidono con il litorale atlantico e mediterraneo, non essendovi alcun dubbio circa il fatto che la Cordigliera continui sotto i mari adiacenti per connettersi con altri domini alpini: il Rif nordafricano e le Baleari. Per tale ragione, la totalità del substrato del Mare di Alborán, gran parte del substrato del Golfo di Cadice ed una parte dei fondali del Mediterraneo tra le coste di Valencia, Murcia e Baleari possono considerarsi

porzioni sommerse di tale catena (Vera *et al.*, 2004). Le Baleari, in particolare, definiscono la parte emersa del **Promontorio Baleare** (*Promontorio Balear*), una vasta soglia sottomarina morfologicamente e litologicamente analoga ad alcune unità della Cordigliera Betica. E' per tale ragione che si suole considerare entrambi come parti adiacenti del segmento occidentale dell'**Orogene Alpino Perimediterraneo** (Vera *et al.*, 2004). Sovrimate in netta discordanza sull'orogene betico-baleare si individuano estese e potenti successioni del Miocene superiore, Pliocene e Quaternario, formanti parte del ripieno dei cosiddetti bacini postorogenici (*cuencas postorogenicas*). Tra di essi meritano menzione il *Bacino del Guadalquivir*, che separa la metà occidentale della *Cordigliera Betica* dal *Massiccio Iberico*, ed altri localizzati all'interno della stessa catena (*bacini intramontani*, o *cuencas intramontañosas*). Tali bacini sono colmati da terreni poco deformati e, nel settore di Sud Est, si osservano pure complessi vulcanici significativi di età neogenico-quaternaria (Vera *et al.*, 2004).

Nell'ambito della Cordigliera Betica si suole riconoscere la presenza di tre gruppi di unità geologiche di rango maggiore (Gutiérrez Mas *et al.*, 1991; Azañón *et al.*, 2002; Vera *et al.*, 2004): le **Zone Interne Betiche** (*Zonas Internas Béticas*), Il **Complesso del Campo di Gibilterra** (*Complejo del Campo de Gibraltar*) e le **Zone Esterne Betiche** (*Zonas Externas Béticas*) (fig. 2.15). Tutte sono costituite da complessi di unità tettoniche alloctone, con grado di alloctonia minore verso le aree tettonicamente più esterne (prossime all'avampaese). Dette unità si raggruppano in insiemi secondo i propri tratti litologici, stratigrafici e petrologici, oltre che in funzione del proprio significato paleogeografico.

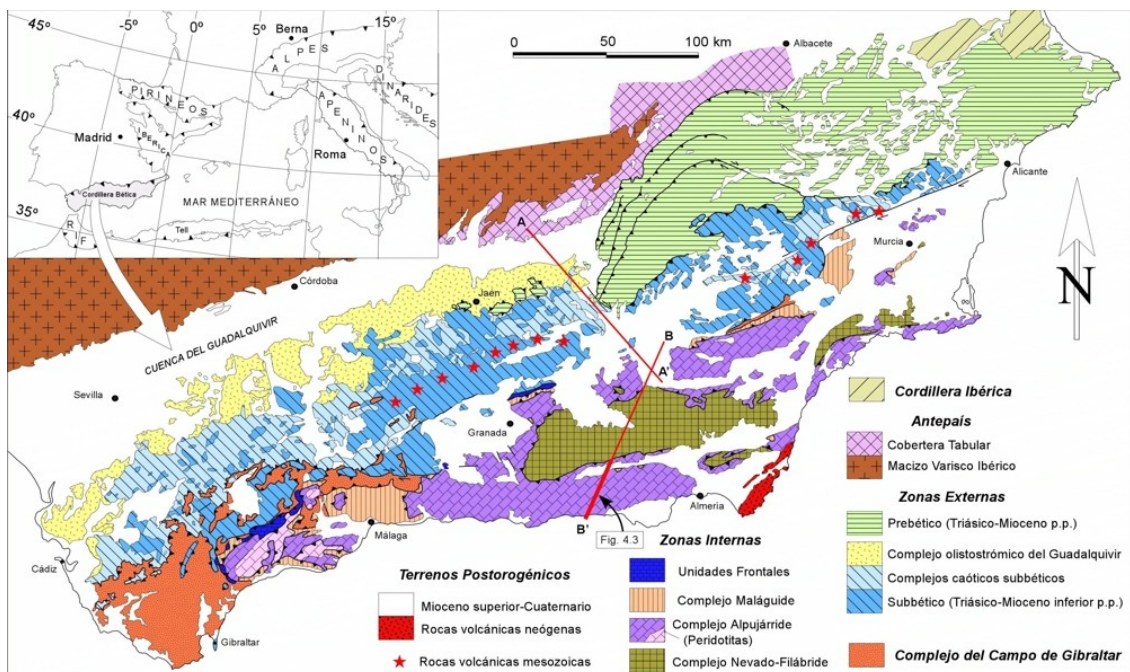


Fig. 2.15 Mappa geologica della Cordigliera Betica in cui si apprezza l'estensione regionale delle unità differenziate (Vera e Martín - Algarra, 2004).

Le **Zone Esterne Betiche** affiorano estesamente a Sud e a Sud Est del *Massiccio Iberico* e della valle del Guadalquivir, dal golfo di Cadice alla provincia di Alicante, e si suddividono in due grandi domini tettonostratigrafici: il **Prebetico** ed il **Subbetico**, formati entrambi da successioni di rocce sedimentarie triassico-mioceniche, fortemente deformate, però poco o per nulla interessate dal metamorfismo alpino. Il **Prebetico** comprende unità parautoctone (nei settori più esterni) e moderatamente alloctone che affiorano quasi esclusivamente nel settore orientale della Cordigliera. Il **Subbetico** sovrascorre ampiamente sul *Prebetico* ed affiora a Sud di quest'ultimo e a Nord delle *Zone Interne*. La sua struttura interna è molto più complessa poiché rappresentata da

unità tettoniche intensamente deformate e largamente alloctone. In vasti settori tali unità hanno perso la loro coerenza interna e sono state trasformate in masse caotiche brecciate, ciò giustificando, ragionevolmente, la denominazione in **Complessi Caotici Subbeticici** (*Complejos Caoticos Subbeticos*) (Vera e Martín – Algarra, 2004).

I sedimenti delle Zone Esterne costituiscono una copertura, deformata e scollata, di una *placca varisica* (continuazione meridionale del *Massiccio Iberico*), che, congiuntamente con la sua **Copertura Tabulare** (*Cobertera Tabular*) di sedimenti meso-cenozoici non deformati, definisce l'*avampaese betico* (zona stabile ed autoctona, non deformata nell'Orogenesi Alpina e verso la quale furono spostate le unità tettoniche orogeniche). Nell'arco occidentale della catena, le formazioni neogenico - quaternarie del *bacino del Guadalquivir* ricoprono sia il *Massiccio Iberico*, sia la *Copertura Tabulare* sia il bordo settentrionale delle *Zone Esterne*, definendo in tal modo l'*avanfossa betica*. Questa ebbe origine tra la fine del Miocene inferiore ed il Miocene superiore, come conseguenza della flessura dell'avampaese in risposta agli sforzi dell'incipiente orogene. Più in dettaglio, in tale arco temporale si stavano scollando e deformando i sedimenti delle Zone Esterne rispetto alla placca di originaria provenienza (per quanto vi siano alcune tracce di deformazione precedente) (Vera e Martín – Algarra, 2004).

Il **Complesso del Campo di Gibilterra** affiora principalmente nelle province di Cadice e Malaga, per quanto si ritrovi, molto tettonizzato, anche verso Est (al contatto tra le Zone Esterne e le Zone Interne) e, in forma equivalente, nel Nord dell'Africa. Le unità di questo complesso sono rappresentate da coperture sedimentarie meso-cenozoiche, distaccate dall'originario substrato e prive di tracce di metamorfosi alpina, ragione per cui alcuni autori tendono ad includerle nelle *Zone Esterne* (Vera e Martín – Algarra, 2004).

Le **Zone Interne Betiche** (anche note come *Zona Betica s.s.*) comprendono tutto il settore centro-orientale più meridionale dell'area betica. Definiscono la regione più intensamente deformata dell'orogene e sono essenzialmente costituite da una pila antiforale di unità sovrapposte tettonicamente, a cui si aggiunge una zona frontale di interconnessione (le **Unità Frontali**, o *Unidades Frontales*) con l'area di contatto con il *Complesso del Campo di Gibilterra* e le *Zone Betiche Esterne*. Tradizionalmente la pila antiforale è stata suddivisa, dal basso verso l'alto, in tre complessi metamorfici (di grado da HP/LT a LP/LT, per quelli inferiori): **Unità Nevadofilábride**, **Alpujárride** e **Maláguide** (Marin-Lechado *et al.*, 2007), inizialmente considerate falde di sovrascorrimento, per quanto gli attuali contatti indichino quasi sempre movimenti in regime di faglia normale o distacco estensionale (Vera e Martín – Algarra, 2004).

Le unità più profonde della Cordigliera Betica non giungono ad affiorare in superficie poiché i sovrascorrimenti suddividono la crosta in lamine suborizzontali. I profili di sismica a rifrazione ed i dati gravimetrici indicano come la Cordigliera sia formata da una crosta continentale il cui spessore giunge fino ai 38 km nella porzione centrale ed i 35 km nello Stretto di Gibilterra, sua estremo termine occidentale. Tale struttura corticale contrasta notevolmente con quella del Mare di Alborán, in cui la crosta continentale risulta notevolmente assottigliata, arrivando a spessori di anche solo 16 km e con un contatto netto tra le due (Galindo – Zaldivar *et al.*, 2004)

Come osservato in precedenza, è opinione ormai comune che la Cordigliera Betica e le Baleari costituiscano la porzione più consistente del tratto europeo occidentale dell'**Orogene Alpino Perimediterraneo** (Vera e Martín – Algarra, 2004). Tale complesso orogenico è rappresentato, nel suo tratto occidentale, da un allineamento quasi interamente chiuso di catene bordanti le coste europee e nordafricane (fig. 2.14). Queste mostrano vergenze tettoniche centrifughe rispetto all'area occupata dall'attuale mare e definiscono tre segmenti, secondo la loro orientazione, connessi attraverso un insieme di tre archi ed altrettanti sistemi oroclinali (Vera e Martín – Algarra, 2004). Il tratto più meridionale è dato dalle catene **Magrebidi** (**Rif** e **Tell**) connesse, attraverso la Sicilia e mediante l'**Arco Calabro-Peloritano**, all'**Appennino**, che ne definisce il tratto orientale. Attraverso l'**Arco di Gibilterra** il Rif si collega con la Cordigliera Betica la quale, in unione alla Baleari, definisce buona parte del tratto nordoccidentale del suddetto Orogene. Ad

Est di Maiorca quest'ultimo si interrompe e non ricompare fino alla Corsica alpina, terminazione meridionale delle **Alpi Occidentali**, il cui **Arco** si collega in maniera complessa all'**Appennino**, definendo la chiusura settentrionale dell'Orogene Alpino del Mediterraneo Occidentale (Vera e Martín - Algarra, 2004). Sotto le acque del Mediterraneo Occidentale sono poi riconoscibili due grandi bacini sedimentari con basamento di crosta continentale assottigliata (Rosenbaum *et al.*, 2002): il **Bacino di Alborán** (*Cuenca de Alborán*) e la **Fossa di Valencia** (*Surco de Valencia*). Ulteriori tre grandi bacini mediterranei, il *Liguro-Provenzale*, l'*Algero-Baleare* ed il *Tirrenico*, possiedono un basamento di crosta parzialmente oceanica (Rosenbaum *et al.*, 2002, Vera e Martín - Algarra, 2004).

In tutte le catene dell'Orogene Alpino del Mediterraneo Occidentale si riconoscono usualmente tre domini geologici di rango maggiore e genericamente noti come: **Zone Esterne**, **Complesso dei Flyschs** e **Zone Interne** (fig. 2.16), del tutto equivalenti a quelli sinora descritti per la Cordigliera Betica (Stromberg e Bluck, 1998).

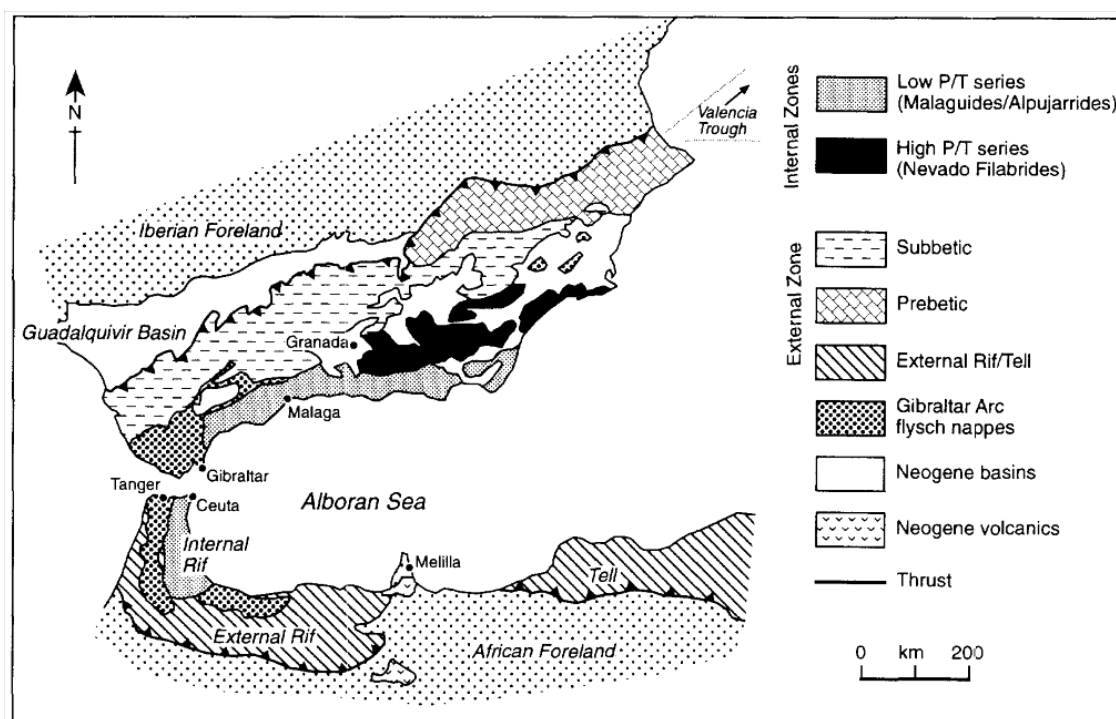


Fig. 2.16 Mare di Alborán e catene montuose circostanti (Stromberg e Bluck, 1998).

Ciascuno di tali domini comprende distinte unità tettonostratigrafiche derivanti da domini paleogeografici preesistenti ed evolutisi nel corso del Mesozoico al momento della rottura del megacontinente tardo-paleozoico di Pangea, contemporaneamente all'apertura dell'Atlantico Centrale (Vera e Martín - Algarra, 2004). Tali domini furono stretti bacini oceanici e margini continentali sviluppatasi ai bordi di una serie di *microcontinenti* o *microplacche* staccatesi da Pangea: le "Paleoplacche" di **Iberia**, **Adria** e **Mesomediterranea** (Fig. 2.17).

Durante il Mesozoico si generò, lungo il limite SE di Iberia, un margine continentale, il cosiddetto **Paleomargine Sudiberico**, rappresentato dalla *Copertura Tabulare della Meseta*, le **Zone Esterne Betiche** e le **Baleari**. La **Placca Mesomediterranea**, o **Dominio Sudsardo**, fu un elemento di crosta continentale, procedente dalla regione situata tra Iberia, Adria e Africa (Vera e Martín - Algarra, 2004). Di questa fecero parte le *Unità Frontali e superiori delle Zone Interne* (Nevadofilabridi Superiori, Alpujarridi e Malaguidi) e la totalità delle **Zone Interne** del Rif, delle Kabilidi e dell'Arco Calabro-Peloritano. A partire dal Giurassico inferiore-medio la Placca Mesomediterranea risultò bordata da margini continentali che continuavano con bacini oceanici

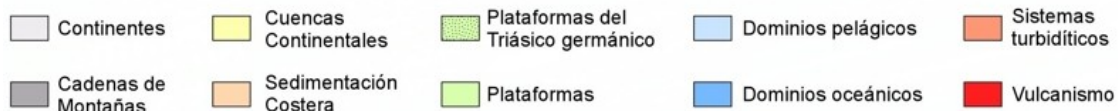
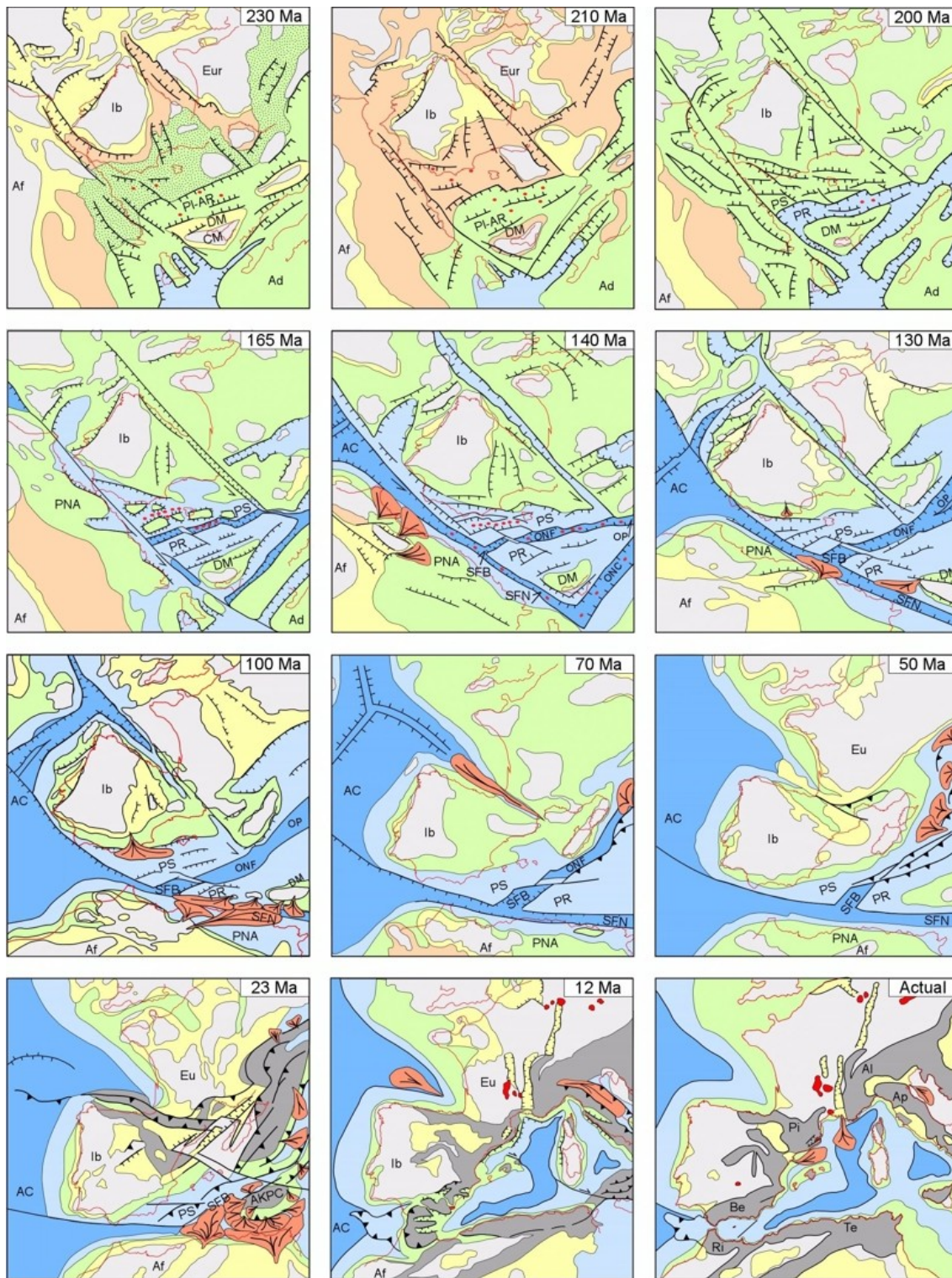


Fig. 2.17 Evoluzione paleogeografica della Cordigliera Betica e dei domini adiacenti dal Triassico ad oggi (da Vera e Martín – Algarra, 2004). **Legenda:** AC: Atlantico Central; Ad:Adria; Af: Africa; AKPC: AlKaPeCa; Al: Alpi; Ap: Appennino; Be: C. Betica; DM; Dominio Maláguide; Eur: Europa; Ib: Iberia; ONC: Oceano nord-calabrese; PLAR; Piattaforma Alpujárride-Rondaide; PR; Paleomargine Rondaide; PS: Paleomargine Sudiberico; PNA: Paleomargine Nordafricano; Pi: Pirenei; Ri: Rif; SFN: Fossa dei Flyschs Nordafricani; SFB: Fossa dei Flyschs Betic; Te: Tell.

profondi, i *Domini* o **Fosse dei Flyschs**, nei quali si depositarono i terreni dei *Complessi dei Flysch* tra il Giurassico medio-superiore ed il Miocene inferiore. Le *Unità Frontali delle Zone Interne Betiche* (e del Rif) discendono dal margine continentale situato a Nord e ad Ovest della Placca Mesomediterranea, il più noto **Paleomargine Rondaide** (Martín – Algarra e Vera, 2004). Tra i Paleomargini Rondaide e Sudiberico trovò ubicazione la **Fossa dei Flyschs Betici** (*Surco de los Flyschs Béticos*), dalla quale derivano i terreni inclusi nel Complesso del Campo de Gibilterra. Verso Sud Ovest, tale fossa si collegava con la **Fossa dei Flyschs Nordafricani** (*Surco de los Flyschs Norteafricanos*), che separava la Placca Mesomediterranea dal **Paleomargine Nordafricano**, dal quale derivano le zone esterne del Rif e del Tell. Tra la porzione orientale del *Paleomargine Sudiberico* e la *Placca Mesomediterranea* si determinarono i domini più profondi delle Zone Interne Betiche (appartenenti al giorno d'oggi alle unità più profonde del *Complesso Nevadofilabride*) e di probabile derivazione europea (iberica) e non mesomediterranea (Vera e Martín – Algarra, 2004).

Tutte le unità interne incluse nella *Placca Mesomediterranea* costituirono il prolungamento verso O della **Tetide** di una crosta continentale analoga a quella dei *domini Austroalpini* delle Alpi (i più interni e tettonicamente superiori di tale catena montuosa), presentando, peraltro, notevoli affinità litologiche, tettoniche, stratigrafiche e paleogeografiche. Durante il Triassico ed il Giurassico inferiore, all'interno della *Placca Mesomediterranea*, si poteva riconoscere, nella porzione di Sud-Est, un'area sottoposta ad erosione, il **Continente Mesomediterraneo**, localizzato nell'attuale parte più interna (settentrionale) delle Kabilidi algerine e dell'Arco Calabro-Peloritano. Sul versante betico, posto a Nord e Nord Ovest, il Continente Mesomediterraneo continuava nel **Dominio Maláguide** il quale, nel Triassico, fu area di sedimentazione continentale o marina poco profonda (Vera e Martín – Algarra, 2004). Più a Nord, tale dominio triassico continentale passava ad uno marino, molto subsidente, con potente sedimentazione di piattaforma carbonatica e facies tipicamente alpina: la **Piattaforma Alpujarride-Rondaide**. A partire dall'inizio del Giurassico tale piattaforma si trasformò in una zona pelagica dalla morfologia gradata, il **Paleomargine Rondaide**, passante ad un bacino profondo che si apriva tra la *Placca Mesomediterranea* e le placche adiacenti, e prossimo al *Dominio Maláguide* (Vera e Martín – Algarra, 2004). Quest'ultimo permase area marina, poco subsidente e profonda, posta nei settori del margine continentale più prossimi del *Continente Mesomediterraneo*. Tra il Giurassico medio e l'Olocene, i domini *Rondaide* e *Maláguide* ebbero generalmente scarsi apporti sedimentari e la sedimentazione su di essi fu tendenzialmente molto ridotta e condensata, in ragione del fatto che il *Paleomargine Rondaide* rimase isolato da quello *Sudiberico* attraverso la fossa dei *Flyschs Betici* e che il *Continente Mesomediterraneo* era peneplanato e scarsamente produttivo di apporti terrigeni verso i suoi margini settentrionale ed occidentale (Vera e Martín – Algarra, 2004).

Tutti questi domini, generatisi nel Mesozoico, furono distrutti nel corso del Cenozoico ed inglobati nell'Orogene Alpino in formazione nel momento di avvicinamento della Placca Europea ed Africana ed alla sua collisione con il terreno crostale Mesomediterraneo, posto tra le due. In una prima fase (Cretacico superiore – Paleogene ed Aquitaniano) i settori settentrionali della *Placca Mesomediterranea* furono intensamente deformati e sottoposti a metamorfismo alpino, in relazione alla subduzione al di sotto di essi di una crosta oceanica che costituiva la terminazione sudoccidentale dell'*Oceano Ligure-Piemontese*. Il risultato fu la formazione di una pila di unità metamorfiche la quale riuniva, in un unico segmento di catena, le Zone Interne di tutte le catene dell'*Orogene Alpino del Mediterraneo Occidentale*: per tale ragione detto segmento è stato ribattezzato **AlKaPeCa** (o **AlKaPeKa**, acronimo di **Alborán-Kabilia-Peloritani-Calabria**; Bouillin *et al.*, 1986; Vera e Martín – Algarra, 2004). La persistente convergenza litosferica culminò nella collisione di AlKaPeCa con i margini delle grandi placche adiacenti, ciò avvenendo alla fine del Miocene inferiore (Burdigaliano). Conseguentemente, la crosta inspessita durante l'evoluzione orogenica precedente fu sottoposta ad un'intensa dinamica tettonica estensionale tardo-

orogena, uno stiramento e successivo assottigliamento risultanti nello smembramento di AlKaPeCa in vari frammenti, nella sua dispersione centrifuga e nell'apertura dei bacini del Mediterraneo Occidentale. Il più occidentale di tali frammenti è noto, secondo i vari autori, come **Subplacca, Blocco o Dominio di Alborán** (Vera e Martín – Algarra, 2004), che costituisce oggi le *Zone Interne Betiche* e del Rif, il basamento pre-burdigaliano del bacino di Alborán e quello dei fondali del Mediterraneo allineati con le scarpate a OSO delle Baleari.

Tra la fine del Miocene inferiore (Burdigaliano superiore) ed il Miocene superiore (Tortoniano – Messiniano) e nel corso del suo spostamento verso O, il Dominio di Alborán determinò lo scollamento, la deformazione e l'inglobamento tettonico, nell'orogene betico-baleare, dei sedimenti dei bacini profondi e dei paleomargini adiacenti alla flessione litosferica che generò il bacino di avampaese del Guadalquivir. Le Unità Frontali delle Zone Interne subirono, nel contempo, deformazioni contrazionali molto intense, nel momento in cui aveva origine l'Arco di Gibilterra ed in cui la parte centrale dell'orogene era sottoposta ad intensa tettonica trascorrente ed estensionale, e ad un finale sviluppo antiforale. Tali fenomeni furono in parte coevi ed in parte successivi al termine della subduzione della crosta oceanica mesozoica preesistente, del metamorfismo alpino, della strutturazione della catena e della sua progressiva emersione (Vera e Martín – Algarra, 2004).

Passando ora ad un'analisi di maggior dettaglio circa la suddivisione in complessi paleogeografici dell'orogene betico, osserveremo che, anzitutto, i materiali affioranti nelle **Zone Esterne Betiche** derivano dalla deposizione lungo il *Paleomargine Sudiberico* (margine continentale sud-orientale della placca di Iberia, di cui fanno parte la *Cobertera Tabular de la Meseta*, le *Zonas Externas Beticas* e le *Baleari*) durante il Mesozoico e la maggior parte del Cenozoico, deformate principalmente durante il Miocene (Burdigaliano - Miocene superiore). Storicamente le suddette zone sono state ripartite da vari studiosi in unità geologiche (tettoniche e paleogeografiche) secondo uno schema stratigrafico interpretativo che, a parte alcune sfumature, si considera ancora attuale (fig. 2.18). Nella fattispecie sono stati delimitati, a partire dai depositi accumulati lungo il Paleomargine Sudiberico, domini paleogeografici riconosciuti nel quadro delle successive tappe della sua storia mesozoica (Vera et al., 2004). La divisione di rango maggiore, come già affermato in precedenza, è in **Prebético** e **Subbético** (o *Zonas Prebética* e *Subbética*), termini che designano gruppi di successioni che si differenziano chiaramente tanto per la loro posizione geografica regionale quanto per le loro caratteristiche strutturali (*Prebetico*, formato da materiali parautoctoni o moderatamente alloctoni e *Subbetico*, molto più deformato e con alto grado di alloctonia), stratigrafiche e paleogeografiche, e che sono stati utilizzati con significato equivalente dalla loro definizione originaria. Accanto ad un dominio Subbetico relativamente ben organizzato dal punto di vista strutturale, esistono, d'altra parte, ampi settori dello stesso costituiti da terreni triassici tanto intensamente deformati e brecciati che hanno perduto la loro originaria coerenza interna e sono stati trasformati nelle masse disorganizzate dei già citati **Complessi Caotici Subbetici** (*Complejos Caoticos Subbéticos*). Parte di tali masse caotiche risulta inequivocabilmente mossa gravitativamente ed inclusa nei sedimenti del Miocene medio del bordo meridionale del Bacino del Guadalquivir, formando il noto **Complesso Olistostromico del Guadalquivir** (*Complejo Olistostrómico del Guadalquivir* o *Complejo Olistostrómico Subbético*) (Vera et al., 2004). All'interno dei **Complessi Caotici Subbetici** si includono le masse senza struttura interna apparente e nelle quali si riconosce generalmente un ampio predominio dei materiali del Triassico di *facies Keuper* di origine subbetica ma che contengono, inoltre, olistoliti e blocchi post-triassici e di altre unità betiche, a volte inclusi in sedimenti del Langhiano – Serravalliano (Miocene medio).

Dal punto di vista stratigrafico e paleogeografico, le differenze di facies tra il *Prebético* ed il *Subbético* sono così marcate da rendere opportuna tale doppia suddivisione strutturale delle *Zonas Externas Beticas*. Le successioni Prebetiche contengono maggiormente facies marine poco

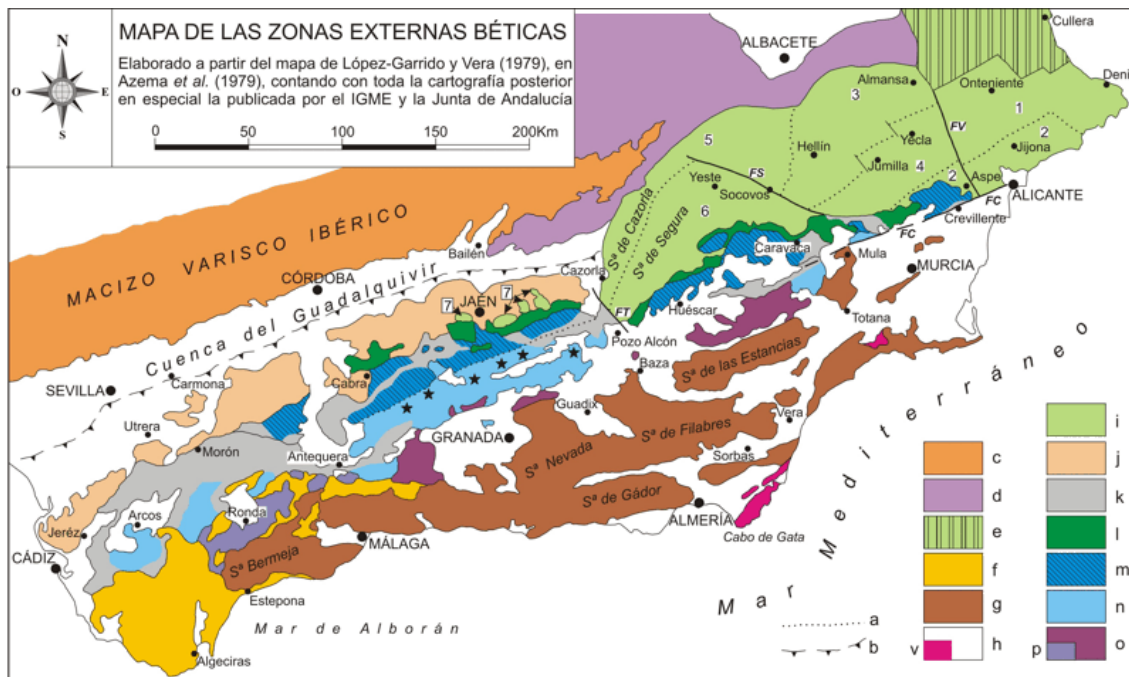


Fig. 2.18 Mappa delle Zone Esterne Betiche. Legenda: a) Limiti tra le unità morfostrutturali delimitate nel Prebético e limite tra domini paleogeografici del Subbético, quando questo non coincida con un limite tettonico; b) Fronte Nord del Complesso Olistostromico del Guadalquivir riconosciuto nel sottosuolo; c) Massiccio Iberico; d) Copertura Tabulare; e) Cordigliera Iberica; f) Complesso del Campo di Gibilterra; g) *Zone Interne Betiche*; h) Bacini neogenici post-orogenici (v. rocce vulcaniche neogeniche); i-p) *Zone Esterne Betiche*; i) Prebético; j) Affioramenti del Complesso Olistostromico del Guadalquivir; k) Complessi Caotici Subbeticici (Subbético con struttura interna caotica); l) Dominio Intermedio; m) Subbético Esterno; n) Subbético Medio; o) Subbético Interno (p. Penibético) (Vera *et al.*, 2004).

profonde, con significativi episodi continentali ed intervalli erosivi nei vari suoi settori. Al contrario, nel *Subbético* prevalgono le facies pelagiche a partire dal Pliensbachiano superiore (Domeriano), in cui ebbe inizio il *rifting* intracontinentale di Iberia, dopo il quale scomparvero le grandi piattaforme carbonatiche marine di acque poco profonde nelle quali si depositarono i sedimenti precedenti a tale evento (Vera *et al.*, 2004).

In aggiunta a tali schemi interpretativi, in letteratura trova luogo un'ulteriore suddivisione del **Prebético** in *Prebético Esterno* (parte deformata del bacino più a settentrione e più prossima al continente iberico) e *Prebético Interno* (con stile strutturale differente, a grandi pieghe e sovrascorrimenti). Di contro, per quanto concerne il **Subbético**, la nomenclatura più utilizzata è di carattere paleogeografico e fu introdotta da García-Dueñas (1967) per il settore centrale, differenziando tre grandi domini allungati in senso Ovest Sud Ovest – Est Nord Est e che denominò: **Subbético Esterno**, **Subbético Medio**, **Subbético Interno**.

Questa tripla divisione presenta ulteriori due modificazioni nomenclaturali. La prima consiste nell'assegnazione al Subbético delle *Unidades Intermedias* (*Unità Intermedie*), successivamente ridenominate **Dominio Intermedio**, situate a Nord del Subbético Esterno ed originariamente considerate un elemento a sé stante. La seconda modifica è la distinzione del **Subbético Interno Occidental** in un sub-dominio particolare, chiamato **Penibético** (Vera *et al.*, 2004), per le sue peculiarità stratigrafiche, paleogeografiche e tettoniche.

In definitiva nel **Subbético** (specie nel settore centrale della Cordigliera) si distinguono quattro insiemi di unità tettoniche, con direttrice strutturale Ovest Sud Ovest – Est Nord Est e derivanti da altrettanti sub-domini paleogeografici preesistenti: 1) **Dominio Intermedio**, il più settentrionale; 2) **Subbético Esterno**, localizzato immediatamente a Sud e Sud Est del precedente; 3) **Subbético Medio**, più a Sud; 4) **Subbético Interno** (nel settore orientale e centrale della Cordigliera) – **Penibético** (nel settore occidentale), noto anche come *Subbético Meridional* o *Subbético con Jurásico Margoso* (Peyre, 1962) (fig. 2.18).

Il **Subbético del settore occidentale** (fig. 2.19) si caratterizza per il predominio di aree con struttura interna caotica, appartenenti ai già citati *Complejos Caóticos Subbéticos*. L'area di maggior estensione del Subbético (in cui la zona oggetto del presente studio trova la sua più definitiva collocazione) ha struttura interna coerente e si localizza nella parte più meridionale (è il cosiddetto **Penibético** o *Subbético Interno Occidental*). All'interno dei Complessi Caotici si riconosce una netta prevalenza del Triassico in facies *Keuper*, che include blocchi di materiali post-triassici, alcuni del Miocene medio, ciò consentendo di affermare che fu dunque in questa epoca che si giunse al presente grado di caoticità (Vera e Martín - Algarra, 2004). In passato, tali affioramenti triassici costituivano il "Manto de Antequera" e venivano interpretati come materiali triassici alloctoni di provenienza subbética. In realtà essi vengono attualmente riconosciuti (Vera e Martín - Algarra, 2004) come complessi tettono-sedimentari (poiché le breccie di gesso triassico inglobano pure piccoli e grandi blocchi di terreni post-triassici e pre-tortoniani) dalla struttura caotica acquisita sotto l'azione combinata di scivolamenti gravitazionali, faglie trascorrenti e diapirismo. Pure riconoscibili e distintivi del quadro summenzionato risultano, in alcuni settori, significativi dicchi nettunici del Cretaceo del Penibetico (Company *et al.*, 1982; Martín-Algarra, 2008a), incassati nei calcari del Giurassico superiore - Valanginiano inferiore e riempiti da materiale pelagico cretaceo.

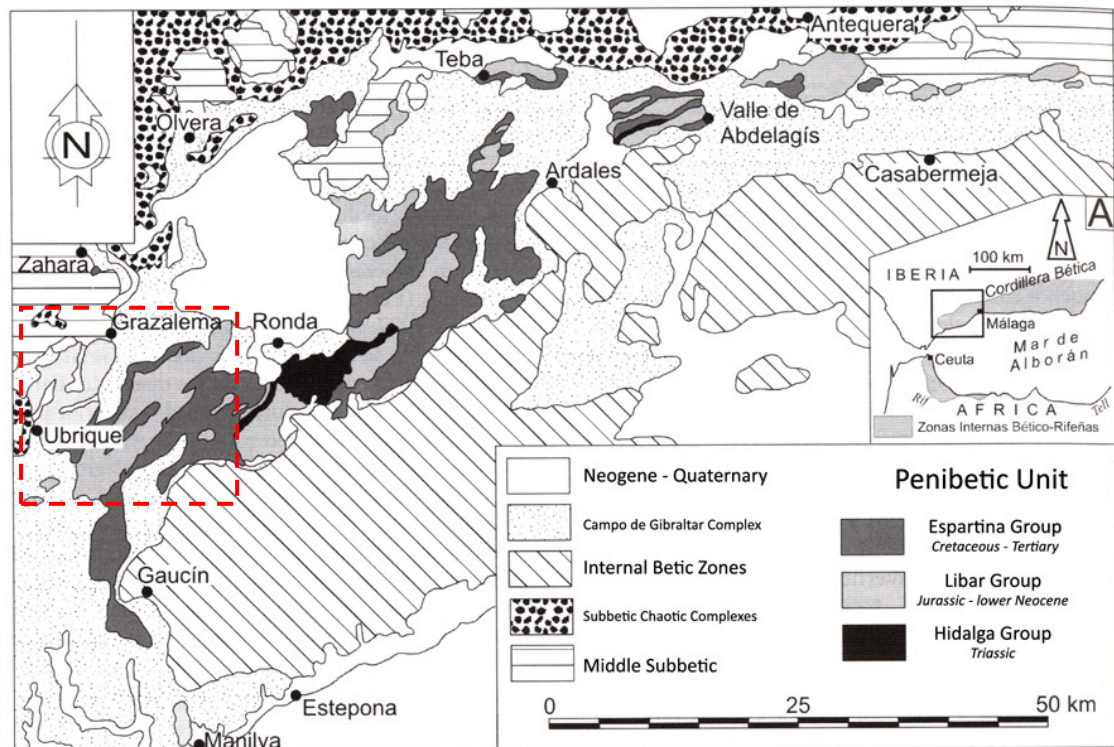


Fig. 2.19 Subbético Interno Occidentale (Penibético). Nel riquadro rosso è evidenziata l'area di studio. A) Ubicazione geografica; B) Cartografia di una parte del settore occidentale del Subbético e delle unità geologiche adiacenti (modificato da Martín-Algarra - Vera, 2004).

2.b2 Stratigrafia

Procedendo ora ad un'analisi dettagliata delle successioni stratigrafiche dell'area di studio, è opportuno considerare separatamente gli ambiti paleogeografici cui si è precedentemente fatto cenno. Come si è visto (e com'è apprezzabile in fig. 2.19) gran parte della Sierra de Grazalesma si

struttura in successioni proprie del Subbetico Interno Occidentale (o Penibetico) e, minoritariamente, appartenenti al Subbetico Medio ed al Complesso del Campo di Gibilterra. Ciascuna unità ha caratteri strutturali, litologici e paleogeografici peculiari che hanno influenzato (e influenzano) notevolmente la morfodinamica in atto in questo settore della Cordigliera Betica Occidentale.

2.b2.1 Subbetico Medio

Le unità tettoniche del **Subbetico Medio** della zona di studio presentano successioni giurassiche caratterizzate da un notevole sviluppo di formazioni pelagiche (principalmente marnoso- calcaree e silicee) potenti e depositatesi in ambienti pelagici di bacino a partire dalla fine del Giurassico Inferiore. In dettaglio tali successioni mostrano grande variabilità: alcune hanno serie stratigrafiche relativamente continue e complete dal Triassico superiore al Miocene inferiore; altre mostrano una chiara separazione tettonica tra le unità giurassiche e quelle cretacee (Martín-Algarra, 2008a). Molti dei rilievi hanno, pertanto, una chiara ed esclusiva composizione carbonatica e marnosa di età compresa tra la base del Giurassico e la parte media o bassa del Cretaceo inferiore. Più marginalmente, il Cretaceo superiore ed il Terziario risultano scollati e formano delle coperture tettonicamente alloctone ed indipendenti dal substrato stratigrafico (Martín-Algarra, 2008a).

Un chiaro esempio è fornito in questo senso dal **Corredor del Boyar** (fig. 2.20), ovvero il limite meridionale della *Sierra del Pinar* (cfr. 2.a2), attraverso il quale passa un elemento tettonico di gran importanza che separa il Penibetico (a Sud) dal Subbetico Medio (a Nord). L'unità che affiora immediatamente a Sud della Sierra del Pinar appartiene al *Complesso del Campo di Gibilterra* ed è altresì nota come **Unità del Flysch del Corredor del Boyar**. Lungo tutto il *Corredor* si rileva la presenza di una fascia intensamente tettonizzata, strutturata in scaglie e perciò anche nota in letteratura (cfr. 1.2) come **Escamas del Boyar** (Mauthe, 1971; Moreno *et al.*, 1990; Martín-Algarra, 2008a). Si tratta di successioni stratigrafiche di scarso spessore i cui tratti caratteristici, tuttavia, evidenziano una chiara transizione tra il Subbetico della Sierra del Pinar ed il Penibetico della Sierra de Grazalema. Dal punto di vista strutturale tali successioni si presentano ampiamente embriciate, dislocate da numerose faglie trascorrenti ed interessate da piegamenti di differenti direzioni e vergenze (Martín-Algarra, 2008a).



Fig. 2.20 Panoramica del Corredor del Boyar in direzione Sud-Ovest.

Passando ora ad un'analisi cronostatigrafica di dettaglio, praticamente tutte le unità subbetiche dell'areale sono scollate dal loro substrato stratigrafico a favore di gessi del **Triassico superiore**

(in *facies germanicas* o *germano-andaluzas*, per la notevole somiglianza con gli analoghi affioranti in Germania). I depositi triassici, oltre che breccie gessifere caoticizzate, costituiscono anche dei blocchi e lamine con organizzazione interna sufficiente a ricostruire, per correlazione, la successione stratigrafica. Nonostante la quasi totale assenza di fossili databili, proprio nel Corredor del Boyar si riconosce una serie triassica relativamente continua e ben preservata (Martín-Algarra, 2008a). Essa presenta un tratto inferiore carbonatico (in *facies Muschelkalk*) ed uno superiore argilloso, arenario ed evaporitico con livelli carbonatici (in *facies Keuper*). I termini triassici più antichi, sottostanti ai carbonati in *facies Muschelkalk*, affiorano limitatamente e sono rappresentati da marne, argille e dolomie tabulari con interstrati arenacei e con diaclasi riempite di gesso rosa. Al di sopra (e spesso sotto forma di intercanalazioni) delle arenarie e dei carbonati in *facies Keuper*, si depositarono arenarie rosse o arancioni, spesso con stratificazione incrociata (Martín-Algarra, 2008a). Esempi di queste arenarie in successione stratigrafica con i carbonati del Triassico medio (e separati da questi attraverso un intervallo condensato argilloso-arenaceo) si riconoscono chiaramente in affioramento ad Est del Puerto del Boyar, nei pressi di Grazalema (fig. 2.21).



Fig. 2.21 Arenarie rosse ed arancioni in *facies Keuper* (Triassico superiore) affioranti nei pressi del Corredor del Boyar.

Il **Giurassico** del Subbetico Medio comincia sistematicamente con un potente pacchetto dolomitico seguito da calcari. Il contatto alla base delle dolomie è quasi sempre tettonico anche se, talora, include argille verdi in transito graduale alle formazioni triassiche. Sulle dolomie giacciono calcari bianchi o grigi in *facies marina* poca profonda della parte bassa del Giurassico inferiore (Martín-Algarra, 2008a). La potenza della successione calcareo-dolomitica si aggira mediamente sui 200 metri, raggiungendo i 500 metri di spessore nella Sierra del Pinar. In tale successione è molto evidente il contatto diagenetico tra le dolomie ed i calcari: la dolomitizzazione taglia nettamente i giunti di strato dei calcari ascendendo chiaramente nella successione stratigrafica (Martín-Algarra, 2008a). Ciò è particolarmente evidente nella parte alta della Sierra del Pinar dove la successione risulta invertita (fig. 2.22). Al tetto dei calcari si riconosce un contatto molto netto con i sopragiacenti depositi pelagici o emipelagici,

principalmente calcari con selce, marne calcaree e marne, con ammoniti dei livelli compresi tra la parte media del Giurassico inferiore e la parte alta del Giurassico medio (Martín-Algarra, 2008a). La presenza di una fauna marina poco profonda di tale epoca e ridepositata nei calcari con selce dimostra che, in prossimità di questa unità, esisteva una piattaforma carbonatica che si erodeva quasi contemporaneamente all'approfondimento delle facies del Subbetico. Questa piattaforma era nel dominio paleogeografico del Penibetico (cfr. 2.b2.2), nel quale i livelli del Giurassico medio sono tipicamente calcari oolitici (Martín-Algarra, 2008a). La successione subbetica giurassica è pertanto rappresentativa di un ambiente di scarpata in cui si depositavano torbiditi carbonatiche, le facies divenivano sempre più marnose e profonde e, complessivamente, diminuiva la velocità di sedimentazione (Martín-Algarra, 2008a).

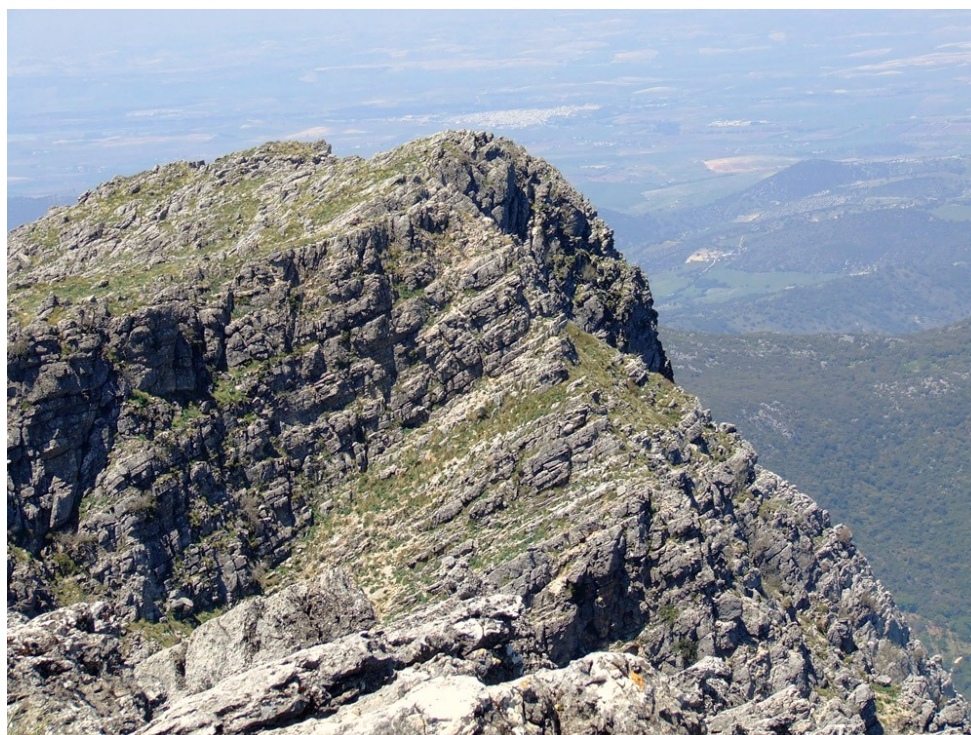


Fig. 2.22 Successione calcareo-dolomitica nella parte alta della Sierra del Pinar

Il **Cretaceo inferiore** (nella gran parte delle successioni del Subbetico Medio) è costituito da marne calcaree e marne di colore bianco o grigio chiaro, con ammoniti e, a volte, noduli di selce. In alcune di tali successioni si rileva anche la presenza di calcari nodulari rosati o bianchicci, con tintinnidi e ammoniti databili alla transizione giurassico-cretacea (Martín-Algarra, 2008a). In tutte vi è un generale incremento nella proporzione marnosa al passaggio verso il Cretaceo. Nella Sierra del Pinar il Cretaceo inferiore è del tutto simile al Giurassico superiore, con la presenza di livelli argillosi e radiolaritici rossi e verdi e, frequentemente, con brecce e torbiditi calcaree (Martín-Algarra, 2008a). Alla fine di tale epoca le successioni subbetiche mostrano un carattere deposizionale di ambiente marino profondo, una composizione molto argillosa e colori dai toni grigi scuri. Sulle marne e le argille del Cretaceo medio (a volte associate a calcari con selce) appaiono marne calcaree e marne rosate e biancastre a foraminiferi planctonici del Cretaceo superiore-Oligocene, tra le quali, a tratti, si intercalano calcareniti torbiditiche con resti di *Microcodium* (Paleocene) o con *Nummulites*, alghe rosse e altri foraminiferi dell'Eocene (Martín-Algarra, 2008a).

2.b2.2 Penibetico

Come già sottolineato in precedenza, il **Penibetico** (o **Subbetico Interno Occidentale**) affiora diffusamente solo nelle province di Malaga e Cadice. Esso rappresenta l'unità paleogeografica e tettonica più interna del settore occidentale delle Zone Esterne Betiche e mostra marcate differenze stratigrafiche e tettoniche rispetto al Subbetico Interno dei settori più orientali (Martín-Algarra e Vera, 1987 e 1989; Vera e Martín-Algarra, 2004; Martín-Algarra, 2008a). Nel Penibetico, gli ambienti di piattaforma marina poco profonda rimasero tali per tutto il Giurassico inferiore e medio. Gli ambienti pelagici si diffusero a partire dall'inizio del Giurassico superiore, acquisendo, tuttavia, tratti molto particolari solo durante il Giurassico superiore e il Cretaceo inferiore (Martín-Algarra, 2008a). Gran parte dei rilievi dell'area di studio appartengono a questo dominio paleogeografico: Sierra de Libar, del Endrinal, del Caillo, del Peñon Grande, del Salto del Cabrero e di Ubrique. La stratigrafia del Penibetico è relativamente omogenea, per quanto si riconoscano importanti cambi laterali nello spessore delle unità litostratigrafiche e nelle facies (Martín-Algarra, 2008a). Esso comprende successioni che vanno dal Triassico al Miocene inferiore, a litologia prevalentemente calcareo-dolomitica e marnoso-calcareo, con livelli subordinati di arenarie e gessi. Tali rocce vengono distinte in tre grandi insiemi litostratigrafici: **Hidalga**, **Libar** e **Espartina** (fig. 2.19), rispettivamente del **Triassico**, del **Giurassico-Cretaceo inferiore** e del **Cretaceo-Miocene inferiore** (Vera e Martín-Algarra, 2004; Martín-Algarra, 2008a). Questo triplice insieme costituisce una finestra tettonica al di sotto del *Complesso del Campo di Gibilterra*. Al contempo tali unità litostratigrafiche presentano tratti stratigrafici caratteristici e differenziabili dal resto del *Subbetico Interno*: a) presenza di coperture triassiche disorganizzate (**Gruppo Hidalgo**); b) presenza di un Giurassico superiore - Neocomiano costituito da calcari pelagici poco profondi (**Formazione Torcal**); c) esistenza di una *lacuna stratigrafica* che interessa gran parte del Cretaceo inferiore (Martín-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004),

Il **Triassico** (*Gruppo Hidalgo*) ha inizio con calcari, marne e dolomie a tratti molto bioturbate, con bivalvi, ammonioidei ed altri organismi propri di ambienti marini da poco a moderatamente profondi (Martín-Algarra, 2008a). La successione, in facies *Muschelkalk* (Triassico medio) e con potenza di almeno 200 metri, affiora abbondantemente a Sud di Ronda ed è fatta corrispondere da Vera e Martín-Algarra (2004) alla **Formazione Meleguetín**. Il Triassico superiore è molto più sottile di quanto lo sia nel dominio del *Subbetico Medio* (poco più di 100 metri); ciò nonostante le facies sono del tutto comparabili (Martín-Algarra, 2008a). Vi si rileva, difatti, un'alternanza di argille colorate, arenarie, gessi e livelli a carbonati che si depositarono in ambienti costieri e marini molto superficiali (del Olmo *et al.*, 1987; Moreno *et al.*, 1990; Martín-Algarra, 2008a) ed appartenenti (secondo Martín-Algarra *et al.*, 1995) alle formazioni: **Capas del Peñón Verde** (Carnico), **Dolomie del Lirio** (Norico) e **Capas de Lifa** (Retico). Tali litologie affiorano esclusivamente nella zona della Sierra del Caillo (fig. 2.23) e tra Cortes de la Frontera e Ubrique.

L'insieme litostratigrafico intermedio (**Giurassico-Cretaceo inferiore**) è costituito da una successione carbonatica di 500-600 metri di spessore totale, principalmente calcarea e con una porzione basale sistematicamente dolomitizzata. Le dolomie basali preservano resti indicativi di facies marine poco profonde (essenzialmente calcareniti e calcilutiti) con laminazioni algali proprie di ambienti perimareali del Giurassico inferiore (Martín-Algarra, 2008a). In alcune zone del settore centrale penibetico (Sierra de Libar), la dolomitizzazione interessa l'intera successione, di modo che le dolomie sono molto cristalline, di grano grosso e, tipicamente, si configurano come macchie di colore scuro nel paesaggio, ascendendo fino al tetto della serie, tagliando nettamente la stratificazione o formando indentazioni tra i calcari giurassici e la base del Cretaceo inferiore (del Olmo *et al.*, 1987; Moreno *et al.*, 1990; Martín-Algarra, 2008a). Al *Giurassico-Cretaceo inferiore* è riferibile l'unità litostratigrafica del **Gruppo Libar** (Vera e Martín-Algarra,

2004) composta essenzialmente da tre insiemi di successioni carbonatiche: l'**unità inferiore** (o **unità informale** *sensu* Vera e Martín-Algarra, 2004), la **Formazione Endrinal** (Giurassico inferiore-medio) e la **Formazione Torcal** (Oxfordiano-Valanginiano inferiore), questi ultimi separati da una discontinuità stratigrafica ascrivibile al Calloviano-Oxfordiano inferiore (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra e Vera, 1989; Vera e Martín-Algarra, 2004). L'estensione e l'importanza regionale delle dolomie dell'*unità informale* del Gruppo Libar giustificano il loro riconoscimento quale unità litologica distinta ed indipendente (Vera e Martín-Algarra, 2004).



Fig. 2.23 Arenarie rosate e giallognole in facies Keuper (Fm Dolomie del Lirio) affioranti nei pressi del polje del Navazo Hondo (Sierra del Caillo, Villaluenga del Rosario)

Il *Gruppo* viene pertanto suddiviso in due unità di rango inferiore che sono, dal basso verso l'alto, la **Formazione Endrinal** e la **Formazione Torcal** (fig. 2.24). Entrambe hanno subito un processo di dolomitizzazione epigenetica. Data l'estensione di questa dolomitizzazione (pur non essendo di carattere strettamente stratigrafico) viene contraddistinta un'unità litologica indipendente dalle altre formazioni calcaree denominata **Dolomia Jarastepar** (Martín-Algarra, 1987) e corrispondente alla già citata *unità informale*. Il tetto del Gruppo Libar è marcato da una discontinuità stratigrafica molto netta, la quale rappresenta un'interruzione della sedimentazione di importanza regionale che fa sì che venga a mancare gran parte del Cretaceo inferiore (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra e Vera, 1989; Vera e Martín-Algarra, 2004).

La formazione della **Dolomia Jarastepar** rappresenta la parte inferiore del *Gruppo de Libar*. Il limite inferiore è di tipo stratigrafico e coincide coi termini argilloso-gessiferi del tetto del Gruppo Hidalgo. Il tetto è invece costituito dal limite di dolomitizzazione ed è quindi post-sedimentario e (per sua stessa natura) irregolare. Lo spessore dolomitizzato è molto variabile e va da circa 100 metri fino ad arrivare alcune volte al tetto del gruppo, rimpiazzando i calcari (Martín-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004). Si presenta in banchi di spessore da decimetrico a metrico, talvolta intercalati da sottili livelli marnosi di colore giallastro. La dolomia è di colore grigio, giallognolo, crema o rossiccio, alcune volte con grana fine e aspetto pulverulento, altre volte breccioide o tettonizzata. Il contatto con i calcari può essere brusco o graduale, riconoscibile per la variazione di colore che passa dal grigio della dolomia al bianco dei calcari. La dolomitizzazione può essere datata, poiché non va mai ad interessare i terreni cretacei, ma arriva alla discontinuità alla base di questi. Di contro le porzioni dolomitizzate non possono essere datate con grande

precisione, vista l'assenza di fossili nelle parti basali del Gruppo Libar, ma appare ragionevole un'età liassica (Martin-Algarra, 1987; Martin-Algarra e Vera, 1989; Vera e Martín-Algarra, 2004).

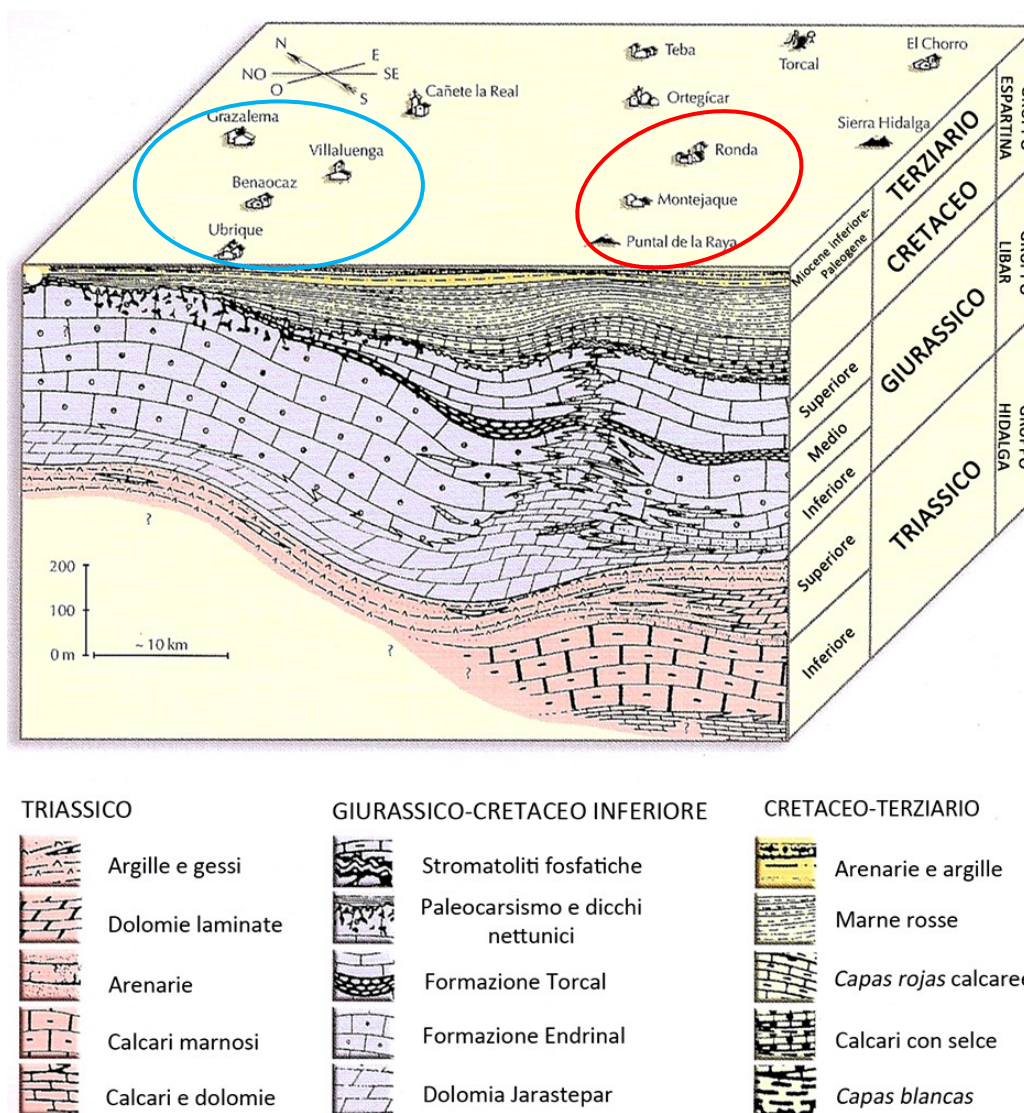


Fig. 2.24 Diagramma a blocco sintetico della stratigrafia del Penibetico nella zona di studio: in azzurro l'area approssimativa del Massiccio di Grazalesma; in rosso quella del Massiccio del Libar (modificato da Martín-Algarra, 2008a).

Alla **Formazione Endrinal** appartengono le rocce comprese fra la *Dolomia Jarastepar* e la *Formazione Torcal*. La potenza è variabile, ma in genere superiore ai 300 metri. La litologia è costituita da calcari, localmente marnosi o parzialmente dolomitizzati costituendo la maggior parte della Sierra del Endrinal, da cui il nome. Vera e Martín-Algarra (2004) considerano diversi membri in questa formazione:

- Membro dei Calcari tabulari della Sierra Blanquilla:** si presenta con calcari tabulari o ben stratificati, con stratificazione decimetrica. Tali calcari sono, a volte, leggermente marnosi, di colore grigio, giallognolo o crema e tendono a dare paesaggi caratteristici con leggere depressioni coperte da vegetazione. Essendo poco porosi, generalmente costituiscono un freno per la dolomitizzazione anche se talora risultano totalmente inglobati nelle dolomie. La loro potenza è variabile dai 50 ai 100 metri. Si tratta di calcilutiti povere in resti fossili, depositate in facies di ambiente marino profondo, idrodinamicamente tranquillo, sporadicamente interessato da correnti.

- b) **Membro dei Calcari oolitici dell'Endrinal:** è predominante una facies a calcari oolitici, ma sono presenti talvolta altri allochimici importanti, che possono manifestarsi in quantità superiore alle ooliti. Si tratta principalmente di alghe, bioclasti di coralli, lamellibranchi, foraminiferi bentonici, echinodermi e, soprattutto, crinoidi (fig. 2.25). I litotipi presentano colore chiaro, bianco, a volte grigio crema. La stratificazione non è ben evidente negli affioramenti a causa dell'intenso carsismo; alcune volte è riconoscibile una struttura con laminazione parallela, dovuta a migrazione di *megaripples*. Le ooliti sono di tipo bahamiano, piccole (minori di 1 millimetro di diametro) con alternanza di lamine chiare e scure, o di tipo micritico, più grandi (da 1 a 3 millimetro) e struttura concentrica poco riconoscibile.
- c) **Membro dei Calcari a coralli di Villaluenga:** si riscontra, alle volte, in sostituzione delle più comuni facies oolitiche. Si tratta di calcareniti con coralli, che si trovano per lo più nella parte superiore della *Formazione Endrinal*. È un deposito di ambiente ad alta energia, vista la presenza di facies calcarenitiche e bioclastiche e la frammentazione dei coralli.



Fig. 2.25 A sinistra: Calcare oolitico dell'Endrinal con abbondanti bioclasti di coralli e crinoidi (base del Simancon, Grazalema). A destra: Calcare con selce di Benaocaz affiorante sul fianco orientale del Reloj (Grazalema).

- d) **Membro dei Calcari con selce di Benaocaz:** rilevabile in rari affioramenti (fig. 2.25), nella parte alta della formazione o all'interno di altri membri, in particolare nei Calcari a coralli di Villaluenga. La microfacies è analoga a quella del membro precedente, ma con la presenza di noduli di selce di dimensioni variabili, che in parte sostituiscono i calcari. In genere, si riscontrano in corrispondenza di facies calcilutitiche ricche in spicole di spugne, fonte di silice per i noduli.
- e) **Membro dei Calcari del Puntal de la Raya:** è presente generalmente nella parte superiore della formazione. Costituito da calcilutiti di colore bruno-crema, in corrispondenza delle quali si arresta la dolomitizzazione. La struttura presenta un'alternanza di strati metrici e decimetrici.

Nei settori più esterni del Penibetico (Grazalema) l'evoluzione verticale delle facies della Formazione Endrinal è indicativa di ambienti poco profondi ma progressivamente sempre più aperti a man a mano che si sale nella successione, al cui tetto gli ambienti di scogliera sono molto meglio rappresentati (Martín-Algarra, 2008a).

La **Formazione Torcal** rappresenta il complesso litologico superiore del **Gruppo de Líbar** ed è compresa tra la base del **Gruppo Espartina** e il tetto della **Formazione di Endrinal**. Lo spessore della formazione è molto variabile e può superare a volte i 200 metri (Martin-Algarra, 1987). Il suo limite superiore è piuttosto brusco, essendo marcato da una netta superficie di discontinuità, che determina l'assenza di gran parte del Cretaceo inferiore. Anche il limite inferiore è ben evidente per la presenza di un pacchetto di strati nodulari di colore bruno giallognolo o rossiccio, che ben si differenzia dagli strati della *Formazione Torcal*. In questa formazione vengono distinti un **Membro Inferiore** ed un **Membro Superiore** (Martin-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004).

- a) **Membro Inferiore**: è presente in tutta l'unità paleogeografica del Penibetico, anche se talvolta può presentare spessori molto ridotti. È costituito da calcari pelagici nodulari e oolitici, ben stratificati, di aspetto brecciato (fig. 2.26). Il colore può essere grigio, giallognolo, verdognolo, bruno o rossiccio. I noduli si presentano di forma irregolare e di dimensioni generalmente inferiori ai 5 centimetri e solo raramente raggiungono i 10 centimetri; si trovano in una matrice marnosa, che spesso presenta superfici stilolitiche. La tessitura mostra ooliti pelagiche, peloidi e aggregati, fossili e bioclasti. La matrice micritica è costituita da nannoplancton e da suoi frammenti. Sono presenti talvolta strutture stromatolitiche ad opera di alghe cianofite (Martin-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004).
- b) **Membro Superiore**: si trova nella parte sommitale del *Gruppo Líbar* e costituisce di gran lunga la parte volumetricamente più consistente della *Formazione Torcal*. Presenta calcari compatti, stratificati con strati di potenza da decimetrica a metrica (fig. 2.26). Il colore va da grigio a bianco oppure rosato, giallognolo, crema pallido o verdognolo. Tali litotipi danno luogo ad un paesaggio carsico molto caratteristico, in particolare là dove gli strati affiorano con giacitura orizzontale. La struttura è a volte massiva e finemente oolitica, a volte nodulare breccioide, accentuata dalla stilolitizzazione, ma poco visibile negli affioramenti. Frequentemente sono presenti macrofossili, in particolare ammoniti, e ooliti pelagiche di piccolo diametro, in genere inferiore a 0.5 millimetri. Le facies ed i fossili della formazione indicano un ambiente sedimentario marino pelagico, molto lontano dagli apporti terrigeni continentali. Si può individuare un episodio trasgressivo molto rapido all'inizio del Giurassico Superiore, in seguito al quale la *Formazione Torcal* rimpiazza, piuttosto bruscamente, la *Formazione Endrinal*. Durante il Giurassico Superiore si ha poi un episodio regressivo, con un' interruzione della deposizione fino all'emersione nel Cretaceo Inferiore (Martin-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004).

Il contatto tra le formazioni Endrinal e Torcal è una discontinuità stratigrafica le cui caratteristiche variano notevolmente (Martín-Algarra, 2008a). Nei settori nordoccidentali del Penibetico (Massiccio di Grazalema) essa costituisce una superficie irregolare con le caratteristiche proprie di un paleorilievo carsico generato dall'emersione e dalla carsificazione in condizioni subaeree della *Formazione Endrinal* (Martín-Algarra e Vera, 1996; Martín-Algarra, 2004). Nei settori centrali ed interni le irregolarità si attenuano fino a che il contatto diviene una superficie piana e parallela alla stratificazione delle formazioni Endrinal e Torcal. Nel contempo lo spessore e le facies della *Formazione Torcal* cambiano radicalmente (Martín-Algarra, 2008a). Nell'area tra Ubrique e Grazalema, quest'ultima risulta molto condensata, ed il suo spessore è ridotto a pochi metri di calcari biomicritici pelagici giallastri, marroni, rossi o grigi, con abbondanti ammoniti (fig. 2.26) ed altri macro- e microfossili pelagici (Martín-Algarra, 2008a).

Queste facies a tratti riempiono irregolarità e dicchi nettunici aperti nella Formazione Endrinal, alcuni dei quali contenenti abbondanti ammoniti (Martín-Algarra, 2008a).



Fig. 2.26 *In alto*: Calcare nodulare del Membro Inferiore della Formazione Torcal (Sierra Blanquilla, Cortes de la Frontera). *Al centro*: calcari compatti, stratificati con strati di potenza da decimetrica a metrica del Membro Superiore della Formazione Torcal (Mojon Alto, Sierra del Libar). *In basso*: Calcari nodulari ad ammoniti della Formazione Torcal (pressi de El Dornajo, Massiccio di Grazalema).

Alla luce di quanto appena visto, i tratti sedimentologici menzionati evidenziano come la *Formazione Torcal* si depositò in ambienti marini chiaramente pelagici, oceanici ma moderatamente profondi (Martín-Algarra, 2008a). Le relazioni stratigrafiche tra le formazioni Endrinal e Torcal, il salto brusco di facies tra di esse unite alle caratteristiche della superficie di discontinuità che le separa concorrono a dimostrare che, al passaggio dal Giurassico medio al superiore, il *Penibetico* fu sottoposto ad un basculamento tettonico (Martín-Algarra, 2008a). Tale fenomeno determinò l'interruzione della sedimentazione marina di mare poco profondo, fece emergere il settore nordoccidentale del *Penibetico* e contribuì alla carsificazione delle successioni carbonatiche esposte. All'inizio del Giurassico superiore, l'elemento paleogeografico che fino ad allora era stato un banco carbonatico isolato di tipo bahamiano fu nuovamente sommerso e passò ad essere un alto fondale pelagico situato nella zona più distale del *Paleomargine Sudiberico*, nella zona più lontana dal continente e più aperta alle influenze oceaniche (Martín-Algarra, 2008a). L'evoluzione laterale dello spessore e le facies della *Formazione Torcal* evidenziano che tale alto fondale era meno profondo verso il Nord Est (settore di Ubrique-Grazalema) e un po' più profondo verso il Sud Ovest, per quanto sempre di profondità moderata, a giudicare dall'abbondanza (talora anche dalla prevalenza), delle facies oolitiche e stromatolitiche pelagiche (Martín-Algarra e Vera, 1994; Martín-Algarra e Sanchez Navas, 2000; Martín-Algarra, 2008a).

La sedimentazione pelagica della *Formazione Torcal* terminò così bruscamente come era iniziata, ovvero con una generalizzata superficie di discontinuità stratigrafica. A seguito della formazione di tale superficie si depositarono marne e marne calcaree con foraminiferi planctonici ed altri organismi pelagici, prima di colore bianco e successivamente rosso (Martín-Algarra, 2008a). Tali rocce rappresentano il terzo grande insieme litostratigrafico del *Penibetico*, il **Gruppo Espartina**, di età compresa fra la parte alta del Cretaceo inferiore e quella finale del Miocene inferiore (Martín-Algarra, 2008a). E' costituito essenzialmente da marne-calcaree, calcari-marnosi e marne di colore salmonato conosciute complessivamente come **Capas Rojas**. Nella parte superiore compare una litofacies flyschoida marnoso-arenacea. Si tratta delle formazioni più erodibili di tutto il *Penibetico* ed affiorano attualmente tra i rilievi calcarei del *Gruppo Líbar* occupando generalmente il nucleo di strutture sinclinali (Martín-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004). Il volume maggiore del gruppo è costituito dalla **Formazione delle Capas Rojas** (fig. 2.27), sopra alla quale riposa il flysch, denominato da Martín-Algarra (1987) **Formazione della Fuente del**



Fig. 2.27 Strati suborizzontali di marne calcaree e calcari marnosi della *Formazione Capas Rojas* affiorante a Nord Est di Villaluenga del Rosario.

Chiquero. Al di sotto delle *Capas Rojas* esistono una serie di unità litostratigrafiche la cui distribuzione è influenzata dalla presenza di numerose discontinuità stratigrafiche di età compresa tra il Valanginiano superiore ed il Turoniano inferiore e che interessarono il *Penibetico* durante il Cretacico. Queste divengono meno evidenti nei settori interni del *Penibetico*, così che tali complessi litologici si presentano stratificati, mentre nelle altre parti compaiono solo come piccole croste al tetto del *Grupo Libar* o come riempimenti di cavità formatesi durante periodi di interruzione sedimentaria. Più in dettaglio, alla base delle *Capas Rojas* vengono differenziate due formazioni ed una serie di unità informali (*Livelli de La Manga-Grazalema*, *Crinoiditi del Cortijo de Libar*, *Capas de Manilva*, *Crinoiditi de la Fuenfría*, *Livello de los Canutos* e *Livello del Cortijo de Libar*), di spessore generalmente ridottissimo (Martín-Algarra, 1987; Vera e Martín-Algarra, 2004). Tali formazioni sono:

- a) **Formazione delle Breccie del Dornajo:** forma il riempimento di una grossa depressione al tetto del Gruppo Libar. Età postneocomiana ed anteriore al Campaniano superiore.
- b) **Formazione Capas Blancas:** rappresentata da marne e marne-calcaree di colore chiaro ed ha un'età compresa tra l'Albiano medio ed il Turoniano superiore.

Durante il resto del Cretaceo superiore si depositò una successione marnoso-calcareo pelagica molto simile a quella delle ultime due formazioni, per quanto di un colore rosso salmonato molto peculiare. In relazione a tale caratteristico aspetto cromatico, le si è attribuito il nome di *Formazione Capas Rojas* (Martín-Algarra, 2008a). Il cambio di colore rispetto alle unità sottostanti pone in evidenza come, nell'ambiente pelagico del *Penibetico*, ebbe luogo un cambiamento oceanografico radicale: le masse d'acqua povere in ossigeno, con scarso ricambio e circolo, e stagnanti dai tempi precedenti divennero finalmente ben ossigenate, permettendo l'ossidazione del ferro e, conseguentemente, l'acquisizione da parte dei sedimenti del caratteristico colore rosso (Martín-Algarra, 2008a). Questo tipo di facies si preservò fin quasi alla fine del Paleogene, con leggere variazioni di colore ed una componente più o meno marnosa dei sedimenti. Nell'Oligocene terminale le facies si presentano invece molto più argillose e di colore verde o grigio mentre, durante il Miocene inferiore, gli apporti terrigeni al bacino (di granulometria fine e carattere torbido) diedero luogo ai banchi di arenarie quarzose della *Formazione della Fuente del Chiquero* (Martín-Algarra, 2008a).

Osservando le successioni penibetiche da lontano, la discontinuità che segna l'inizio della sedimentazione del *Grupo Espartina* si manifesta come un contatto litologico molto brusco tra due successioni apparentemente concordanti (Martín-Algarra, 2008a), peraltro frequentemente con la stessa direzione ed immersione degli strati. Alla scala dell'affioramento, d'altro canto, la superficie di discontinuità è chiaramente irregolare ed è sistematicamente ricoperta da patine e croste mineralizzate fossilizzate da formazioni marnose pelagiche. Le irregolarità sono sempre bioperforate ed incrostate da stromatoliti e oncoliti fosfatici (Martín-Algarra e Vera, 1994; Martín-Algarra e Sanchez Navas, 2000; Martín-Algarra, 2008a). Il carattere erosivo della superficie di discontinuità sui calcari sottostanti si manifesta principalmente in forma di cavità e microforme di dissoluzione con bordi irregolari e sinuosi (*paleokarren*). La loro morfologia è analoga a quella che si sviluppa su formazioni carbonatiche suborizzontali carsificate in ambienti litorali (Martín-Algarra, 2008a). Le dimensioni di questi *paleokarren* variano dai centimetri ai decimetri e, abitualmente, interessano il solo tetto della Formazione Torcal (Martín-Algarra e Vera, 1996; Martín-Algarra, 2004; Martín-Algarra, 2008a). D'altra parte, in alcuni punti del settore nordoccidentale del *Penibetico* (fig. 2.28), dove la Formazione Torcal è meno potente, questa è stata completamente erosa, determinando la deposizione in molti punti dei sedimenti cretacei direttamente sulla Formazione Endrinal (Martín-Algarra, 2008a).

Lo sviluppo delle irregolarità associate alla superficie di discontinuità è molto diseguale e parrebbe indicare una riattivazione del basculamento tettonico iniziato nel Giurassico e che produsse un sollevamento preferenziale dei settori settentrionali del *Penibetico*. Nei settori più a



Fig. 2.28 Strati subverticali di Capas Rojas in contatto con la Formazione Endrinal (fianco occidentale del polje del Navazo Alto, Villaluenga del Rosario).

Sud le irregolarità sono meno marcate, essendo possibile identificarle solo nei primi centimetri del tetto della Formazione Torcal (Martín-Algarra, 2008a). Senza dubbio, nella zona di Ubrique-Grazalema (fig. 2.29), le irregolarità della superficie di discontinuità determinano lo sviluppo di un vero paleorilievo carsico di notevoli dimensioni e che risulta fossilizzato dalle formazioni marnose del Gruppo Espartina (Martín-Algarra, 2004; Martín-Algarra, 2008a). Vi si riconoscono antichi pinnacoli e depressioni di dissoluzione carsica di dimensione decametrica e con notevole sviluppo verticale, oltre che a scarpate relitte evidenziate da accumuli di blocchi. Una situazione analoga è segnalata da Martín-Algarra (2004, 2008a) a Ovest di Villaluenga del Rosario. Le irregolarità paleocarsiche furono sistematicamente ricoperte da croste ferruginose, fosfatiche e glauconitiche, di spessore da millimetrico a decimetrico, e contenenti foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo della parte alta del Cretaceo inferiore (Martín-Algarra, 2004, Martín-Algarra 2008a).

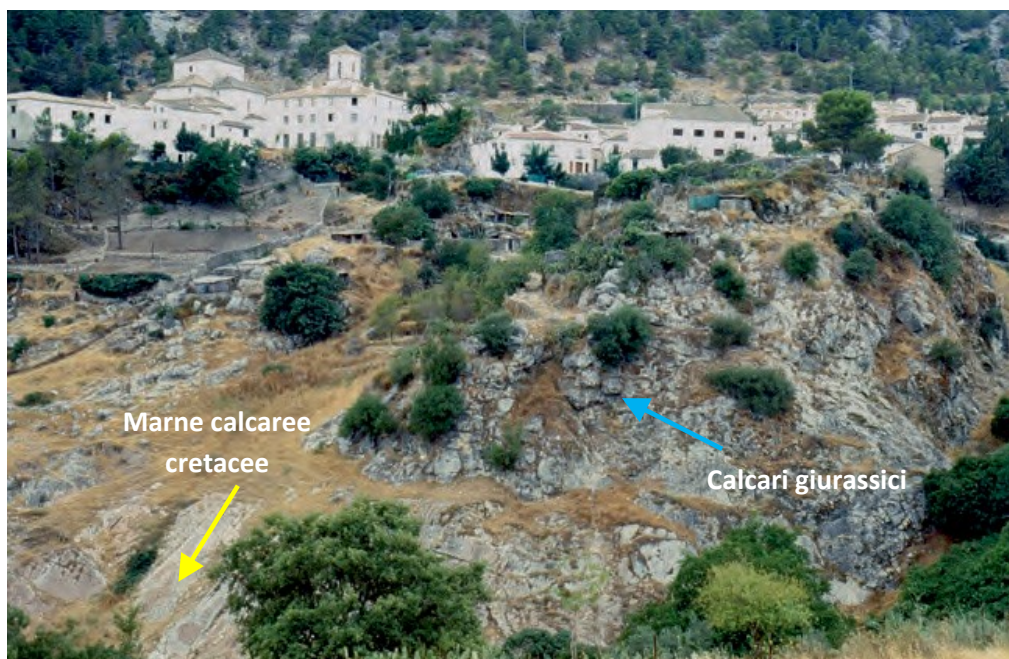


Fig. 2.29 Paleocarsismo nei calcari giurassici della Formazione Endrinal coperto e fossilizzato dalle marne calcaree cretacee della Formazione Capas Rojas alla base dell'abitato di Grazalema.

In figura 2.30 è rappresentata una sintesi stratigrafica del Penibetico desunta da Martín-Algarra e Vera (1989) ed indicativa di alcune serie caratteristiche dei settori nordorientale (serie 1), centrale (serie 3, nella zona del presente studio) e sudoccidentale (serie 2) di tale dominio paleogeografico.

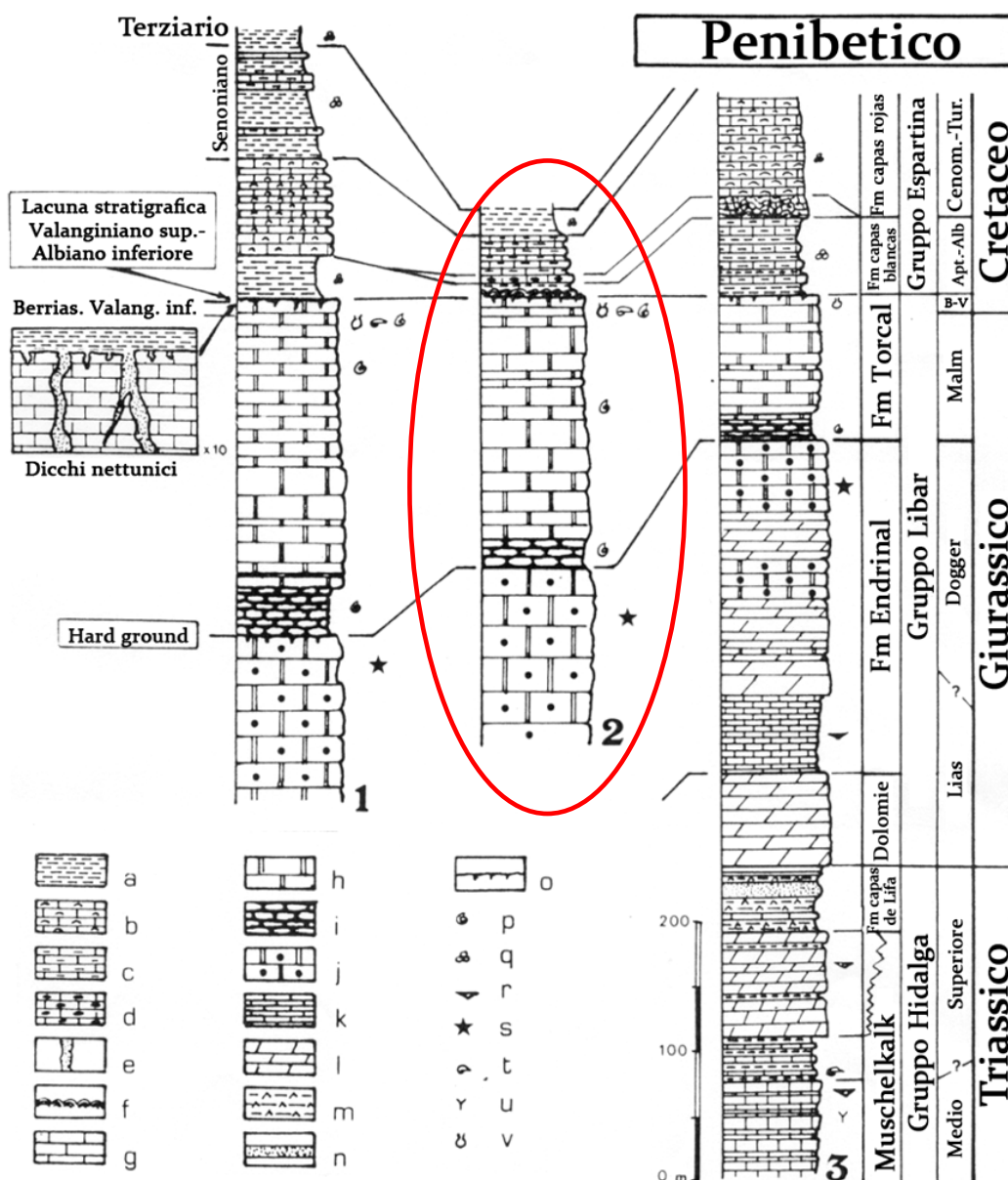


Fig. 2.30 Serie stratigrafiche del Penibético e correlazioni: 1.Serie di Teba. 2.Serie dell'Hacho di Montejaque (Sierra de Libar, evidenziata nell'ovale rosso). 3.Serie dell'anticlinale di Lifa-Sierra Blanquilla. Legenda: a-Marne e marne calcaree pelagiche. b-Calcarei marnosi. c-Calcarei e marne calcaree. d-Calcarei con selce. e-Riempimenti di dicchi nettuniani di calcari marnosi con foraminiferi planctonici. f-Stromatoliti pelagiche. g-Calcarei. h-Calcarei pelagici. i-Calcarei nodulari e facies associate. j-Calcarei oolitici. k-Calcarei tabulari. l-Dolomie. m-Marne e argilliti con gessi. n-Arenarie. o-Hardground. p-Ammoniti. q-Foraminiferi planctonici. r-Lamellibranchi. s-Crinoidi. t-Brachiopodi. u-Spicole di spugna. v-Tintinidi (modificato da Martín-Algarra e Vera, 1989).

2.b2.3 Complesso del Campo di Gibilterra

Il **Complesso del Campo di Gibilterra** è costituito da formazioni sedimentarie principalmente argillose ed arenacee, di facies marine molto profonde, carattere prevalentemente torbido e età cretaceo-terziaria (Martín-Algarra, 2008b). I suoi affioramenti occupano ampi settori delle

province di Cadice e Malaga (oltre ad essere ampiamente rappresentato nella zona di studio) e si distribuiscono in tre bande principali: un allineamento meridionale ininterrotto al contatto tra le Zone Esterne e quelle Interne; una seconda banda affiorante su ambo i fianchi del *Bacino di Ronda* (soprattutto tra Grazalema e Montejaque, fig. 2.31) e che rappresenta dei grandi *klippen* sul dominio *Penibetico* (a testimonianza di come tale Complesso lo ricoprisse totalmente); una terza banda più settentrionale a Nord Est della provincia di Cadice, ben rappresentata nel già citato *Corredor del Boyar* (Martín-Algarra, 2008b). Dal punto di vista tettonico, tutte le coperture del *Complesso del Campo di Gibilterra* sono alloctone, riconoscendosi in esse unità strutturalmente sia

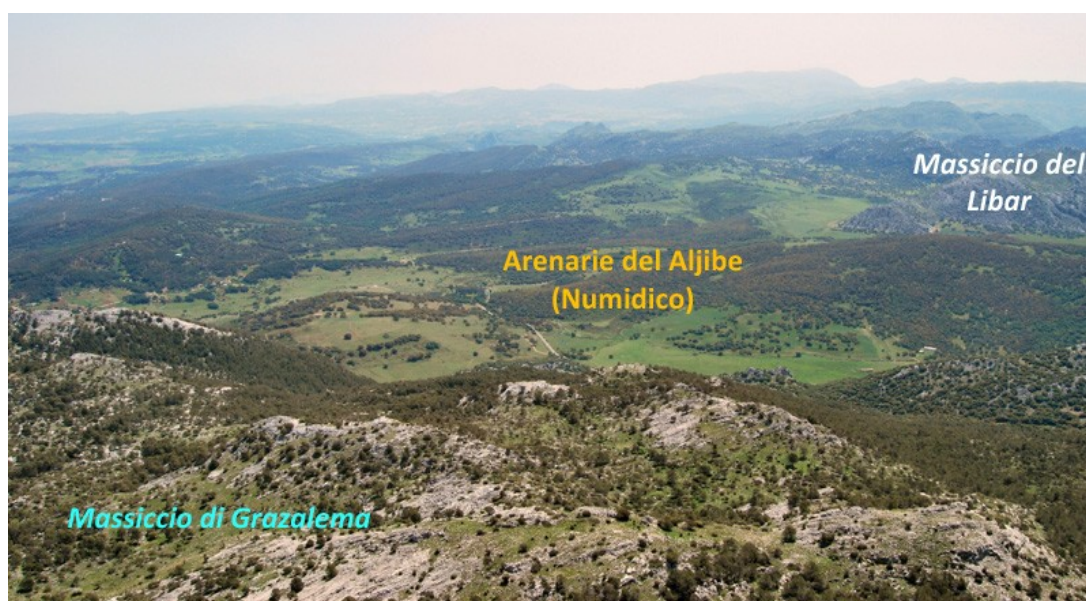


Fig. 2.31 Panoramica in direzione Est degli affioramenti delle Arenarie del Aljibe (Numidico, Complesso del Campo di Gibilterra) tra Grazalema e Montejaque, ripreso dalla vetta del Reloj.

ben organizzate in sistemi di pieghe e sovrascorrimenti, che di disposizione tettonica molto mal definita (Martín-Algarra, 2008b). Per confronto ed analogia con unità equivalenti del *Rif e Tell* nordafricano ed in funzione della loro distribuzione geografica, posizione tettonica regionale, natura delle serie stratigrafiche e caratteristiche petrografiche delle formazioni clastiche, le successioni del Complesso costituiscono due grandi gruppi di unità tettoniche: il **Mauritanico** ed il **Numidico** (Martín-Algarra, 2008b). Nella zona geografica del Campo di Gibilterra, le successioni numidiche si includono nel **Manto del Aljibe**, mentre la maggior parte di quelle mauritaniche nell'**Unità di Algeciras** (Vera e Martín-Algarra, 2004; Martín-Algarra, 2008b). Il *Mauritanico* ed il *Numidico* sono prevalentemente costituiti da potenti successioni di arenarie torbiditiche dell'Oligocene superiore e, soprattutto, del Miocene inferiore (Vera e Martín-Algarra, 2004). Le arenarie di entrambe le unità sono tra loro molto differenti, nonostante si siano depositate nello stesso bacino e siano praticamente coeve. Quelle del *Numidico*, altresì conosciute come **Arenarie del Aljibe**, sono prevalentemente quarzose, massive o debolmente classate e laminate e sono stratificate in banchi da grossi a molto grossi (Martín-Algarra, 2008a). Di contro, le arenarie coeve del *Mauritanico* sono molto meno quarzose, più calcaree e micacee e sono principalmente litarenitiche. Hanno una granulometria generalmente fine, contengono abbondanti strutture torbiditiche e sono stratificate in successioni di scarso spessore. Esistono, d'altra parte, unità tettoniche in cui entrambe le tipologie di arenarie appaiono interstratificate: si tratta di successioni miste denominate **Merinidi** (o di **tipo Bolonia**) (Martín-Algarra, 2008b). La base del *Manto del Aljibe* raramente raggiunge il Cretaceo superiore, dal momento che le formazioni argilloso-marnose cretacee *subnumidiche* costituiscono sempre delle unità tettoniche indipendenti dal resto della successione. Queste unità (che nella zona di studio sono ben

rappresentate dall'Unità del Flysch del Corredor del Boyar e dall'Unità di Ubrique) vengono incluse nel **Massilico** (Martín-Algarra, 2008b).

Nel dettaglio, tutti gli elementi del *Complesso del Campo di Gibilterra* precedentemente citati appaiono ben rappresentati nell'ambito della Serrania di Ronda (fig. 2.32). Le **Unità Mauritiche** (a Nord e Nord Ovest nell'area di studio), occuparono una posizione più interna nel quadro paleogeografico della *Fossa del Complesso dei Flysch* (cfr.2.b1) ed i suoi sedimenti detritico-clastici provengono dalla erosione dei domini più interni situati nella *Placca Mesomediterranea* (Vera e Martín-Algarra, 2004). La stratigrafia di questo insieme è genericamente rappresentata dall'**Unità tipo Algeciras** (Vera e Martín-Algarra, 2004). Essa si rileva sistematicamente scollata dal Cretaceo inferiore affiorando, peraltro, in posizioni più interne del Complesso. La serie comincia con il Cretaceo superiore con marne e marne calcaree colorate, arenarie fini e microbreccie carbonatiche. Queste successioni torbiditiche carbonatiche si concentrano nell'Eocene medio-superiore e nell'Oligocene inferiore. Quindi passano gradualmente ad una serie pelitico-arenacea colorata e finemente stratificate, indicativa di un deposito di piana marina adiacente ad un gran sistema torbiditico dell'Oligocene superiore-Aquitano superiore, formato da arenarie immature (prevalentemente di grana da media a fine)

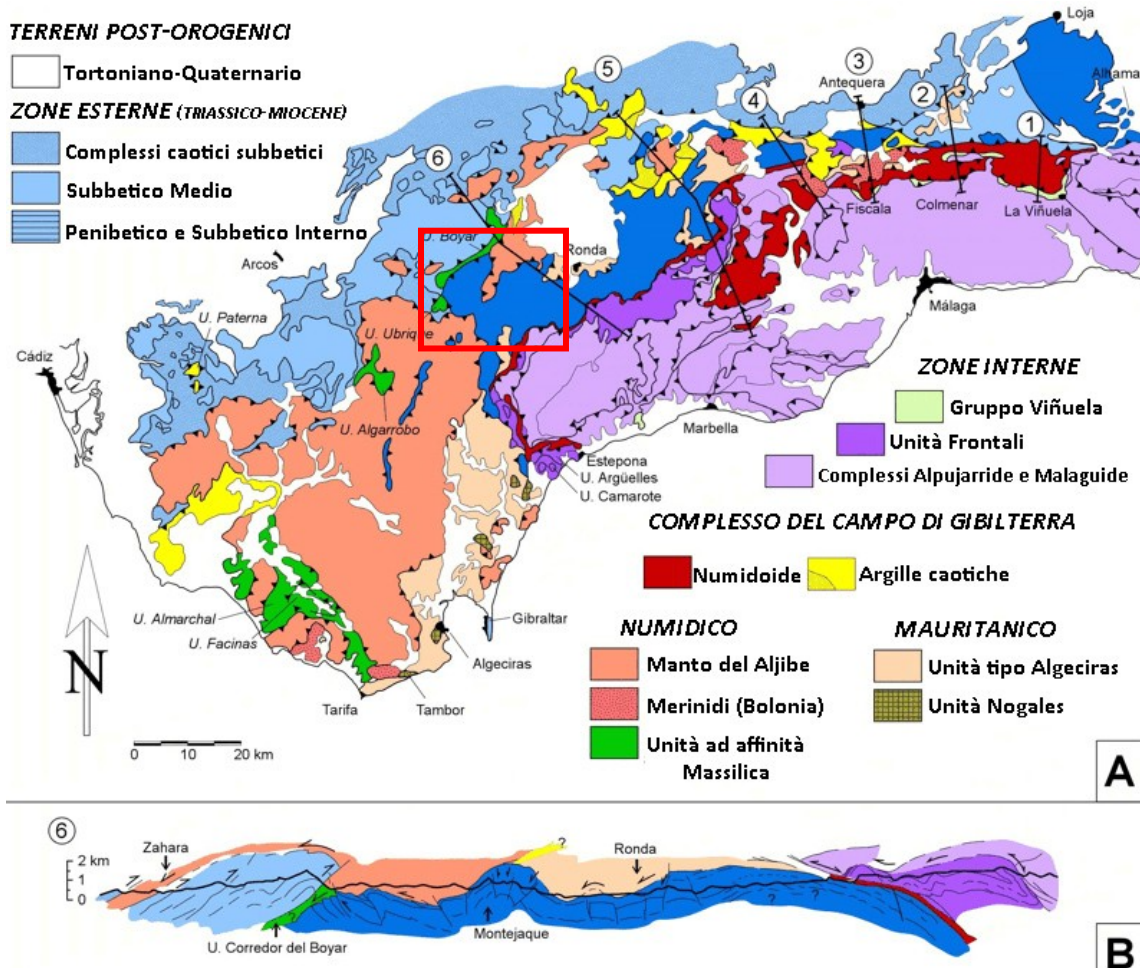


Fig. 2.32 Suddivisioni e relazioni tettoniche del Complesso del Campo di Gibilterra nel settore occidentale della Cordigliera Bética. A) Schema tettonico (in rosso l'area di studio). B) Profilo geologico nell'area di studio (modificato da Vera e Martín-Algarra, 2004).

derivate dall'erosione dei terreni più interni del dominio *Malaguide*. Questo flysch marnoso-arenaceo e micaceo è la formazione più caratteristica delle *unità tipo Algeciras* (Vera e Martín-Algarra, 2004). Il già citato **Massilico** (successioni cretacee in contatto tettonico con il **Numidico**)

affiora sempre in posizione molto esterna nell'ambito del Complesso del Campo di Gibilterra e dà essenzialmente luogo a tre unità tettoniche molto differenziate secondo Martín-Algarra (2008b): **Unità del Algarrobo**, **Unità di Ubrique** e **Unità del Flysch del Corredor del Boyar**. Solo le ultime due affiorano nel settore oggetto di indagine. L'**Unità del Flysch del Corredor del Boyar** è essenzialmente costituita da marne e microbreccie soggiacenti ad arenarie. Nonostante la sua posizione sia molto esterna, l'età molto più recente (Aptiano-Albiano), le facies indicative di una posizione più distale delle arenarie e la presenza di marne e marne calcaree bianche e verdastre con microbreccie carbonatiche (del Campaniano-Maastrichtiano), sono tutti elementi che permettono di approssimarla al Cretaceo inferiore soggiacente al Numidico di aree contermini (Vera e Martín-Algarra, 2004). Inoltre, le sue litologie si depositarono nella parte più distale di una grande e profonda conoide sottomarina alimentata da regioni meridionali (Martín-Algarra, 2008b). L'**Unità di Ubrique** è definita da marne e argille verdi che intercalano livelli di arenarie e calcareniti torbiditiche del Cretaceo inferiore alto, in strati da centimetrici a decimetrici e con strutture sedimentarie indicative di paleocorrenti con provenienza da Sud Ovest (Martín-Algarra, 2008b). Essa è rappresentativa di un ambiente deposizionale marino profondo, una piana sottomarina adiacente ad un sistema torbiditico misto, silicoclastico e carbonatico (Martín-Algarra, 2008b).

Le unità più estese e caratteristiche del *Complesso del Campo di Gibilterra* appartengono, come già osservato, al **Numidico** e tra queste, la più importante quanto ad estensione e volume dei suoi affioramenti, è l'**Unità del Manto del Aljibe** (Martín-Algarra, 2008b). La base tettonica di quest'ultima unità può contenere porzioni di Cretaceo superiore terminale, anche se queste ne sono sempre separate tettonicamente, per cui la gran parte dei suoi affioramenti è costituita da formazioni di età terziaria. Tra queste, la più potente e distintiva (perciò identificabile con il *Numidico* in senso lato) è sicuramente quella delle **Arenarie del Aljibe**, della parte bassa del Miocene inferiore, equivalente spagnolo delle formazioni di *Arenarie Numidiche* coeve nordafricane e italiane (Martín-Algarra, 2008b). E' importante rilevare come, differentemente da



Fig. 2.33 Arenarie del Aljibe affioranti lungo il *Sendero del polje del Republicano*, Villaluenga del Rosario.

quanto accade nelle restanti aree del Campo di Gibilterra, nella zona di studio gli affioramenti del *Numidico*, localmente abbastanza estesi, non costituiscono rilievi importanti, bensì aree depresse formate da terreni argillosi, con banchi di arenarie che formano rilievi minori (fig. 2.31). In

definitiva, a completamento della successione numidica, va riconosciuta la presenza di tre gruppi di formazioni: due (prevalentemente argillose, di origine torbiditica e molto povere in contenuto fossilifero) si posizionano al di sotto ed in cima alla terza formazione, ovvero le **Arenarie del Aljibe** e vengono perciò identificate rispettivamente come: **Formazione Subnumidica** e **Formazione Supranumidica** (Martín-Algarra, 2008b). Le **Arenarie del Aljibe** (fig.2.33) rappresentano una successione molto potente (localmente può superare il migliaio di metri), principalmente formata da una tipica litofacies di arenarie numidiche: arenarie con più del 90% in quarzo, di colore arancione e giallastro per alterazione, bianco o grigio in taglio fresco (Martín-Algarra, 2008b). Queste arenarie contengono quasi esclusivamente grani di quarzo molto ben arrotondati, di dimensioni significative (anche superiori ai 3 centimetri) e sono organizzate in strati con potenza anche maggiore della decina di metri. Strati più sottili hanno grana medio-fine, mentre la matrice lutitica è decisamente scarsa (Martín-Algarra, 2008b). Secondo Martín-Algarra (2008b) l'analisi sedimentologica delle successioni descritte precedentemente, permette di definire l'origine, la provenienza e l'ambiente deposizionale delle *Arenarie del Aljibe*. La composizione quarzifica delle arenarie, l'omogeneità granulometrica, il buon grado di *sorting*, l'alto grado di arrotondamento dei granuli di quarzo e la composizione caolinittica delle argille associate, indicano, infatti, un sedimento molto maturo tessituralmente, sottoposto ad un notevole trasporto e ad un'intensa degradazione meteorica (Martín-Algarra,

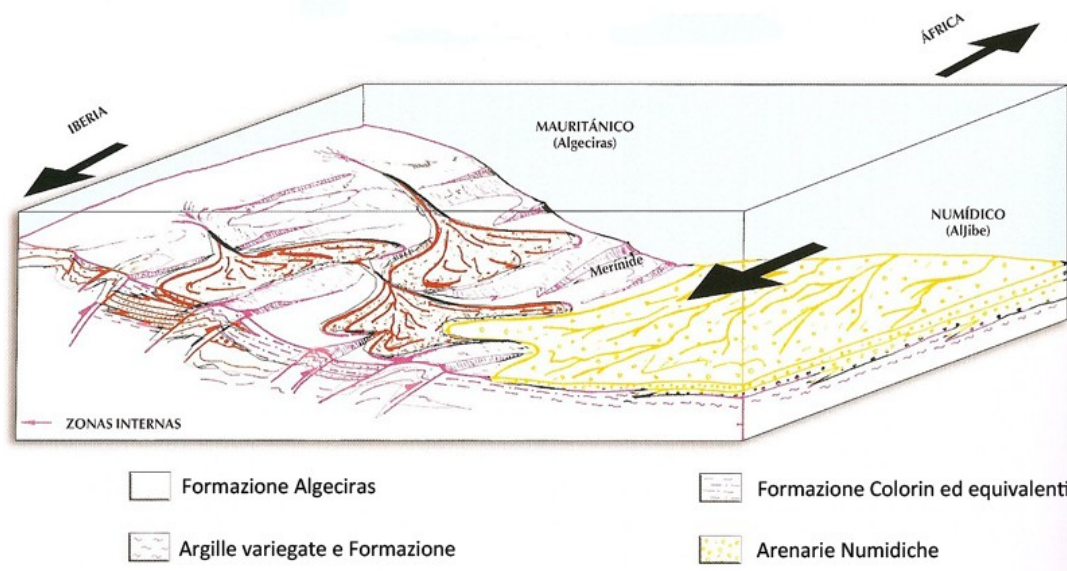


Fig. 2.34 Modello sedimentario per le Arenarie di Algeiras e del Aljibe durante il Miocene inferiore secondo Martín-Algarra (2008b).

2008b). I modelli deposizionali più recenti denotano come la sedimentazione delle Arenarie del Aljibe sia stata prodotta nel Miocene inferiore da processi molto rapidi in termini geologici, legati al sollevamento tettonico dell'area in erosione e lo sprofondamento contemporaneo dell'area di sedimentazione (fig. 2.34). In queste zone di instabilità tettonica si produssero processi di rideposito in massa per azione della gravità (frane sottomarine, flussi di sabbia e fango, correnti di torbidità), coinvolgendo ingenti volumi sedimentari e spostandoli lateralmente da ambienti poco profondi fino ad ambienti marini di notevole profondità (Martín-Algarra, 2008b). Il risultato finale fu la formazione di un'enorme conoide sottomarina profonda al piede della scarpata continentale nordafricana (Martín-Algarra, 2008b). Verso Nord Est il sistema deposizionale numidico coesisteva con un sistema torbiditico differente, che si stava depositando contemporaneamente nello stesso bacino di sedimentazione ma con una minore capacità di trasporto. Tale sistema depositava i sedimenti mauritanici marnoso arenacei e micacei ed era alimentato da Est (Martín-Algarra, 2008b). Le arenarie immature del *Mauritanico* erano, infatti, legate all'erosione di un orogene in formazione, corrispondente alle future *Zone Esterne Betiche*

(Martin-Algarra, 2008b). Nella zona di confluenza tra i due apporti sedimentari si depositarono le successioni di facies mista, le già citate Merinidi (fig. 2.34).

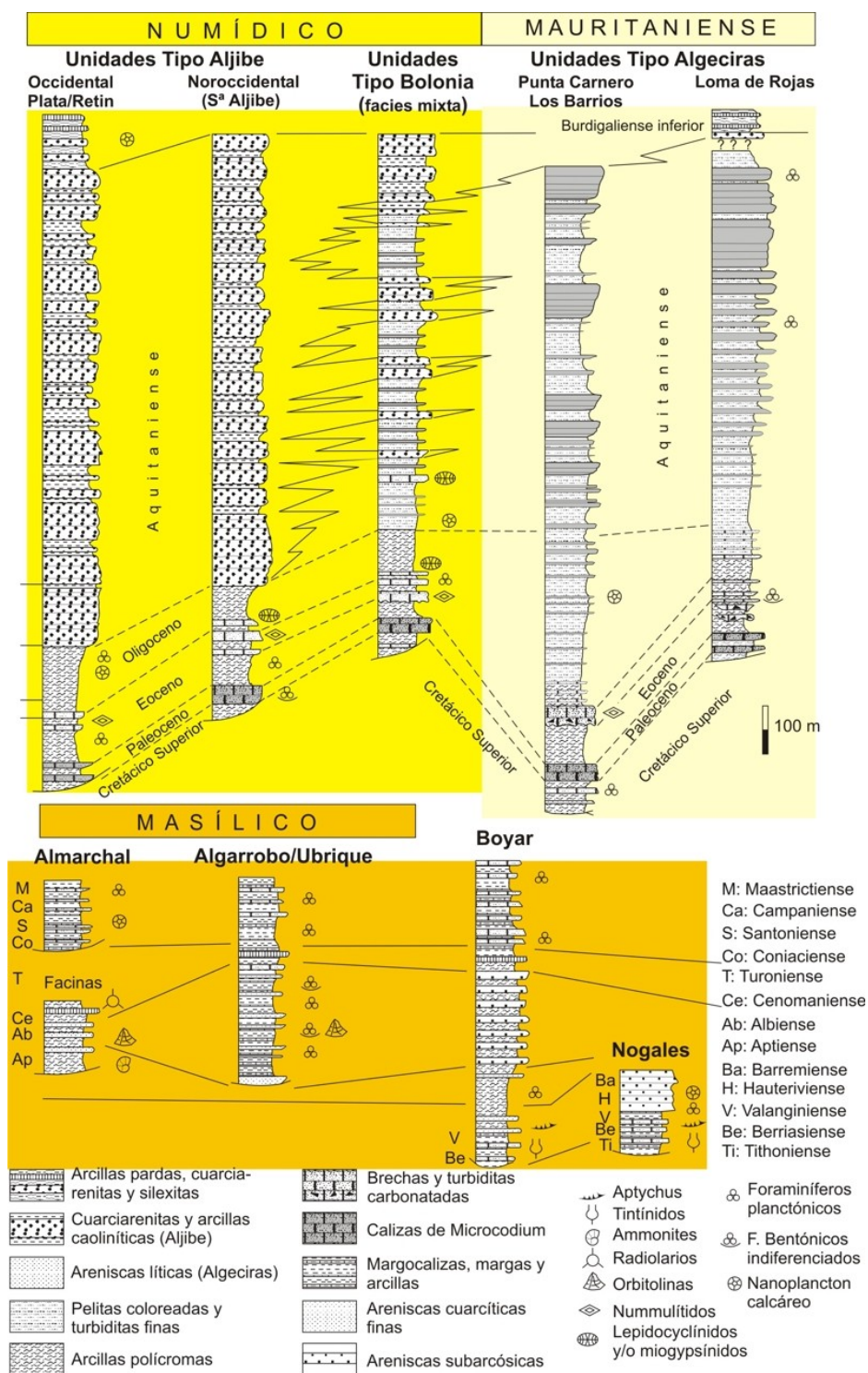


Fig. 2.35 Stratigrafia sintetica del Complesso del Campo di Gibilterra (da Vera e Martin-Algarra, 2004).

In figura 2.35 è, infine, rappresentata una sintesi stratigrafica generale del Complesso del Campo di Gibilterra secondo Vera e Martin-Algarra (2004) indicativa delle correlazioni tra le varie formazioni di tale complesso.

L'architettura deposizionale dei terreni argillosi del *Complesso del Campo di Gibilterra* è, come si è potuto osservare, complicata e di non facile riconoscimento, con una struttura caotica o, almeno, molto disorganizzata (Martin-Algarra, 2008b). Litofacies di differenti età formano blocchi isolati, di dimensioni da centimetriche a chilometriche ed inglobati in argille di diversi colori che, in affioramento, mostrano una struttura a scaglie lucide molto peculiare ed indicativa di una tettonizzazione importante (Martin-Algarra, 2008b). Queste **formazioni argillose caotiche** segnano il contatto tra le *Zone Interne* e le *Zone Esterne* e, vista la marcata affinità con il *Numidico*, vengono altresì raggruppate nell'unità **Numidoide** (Martin-Algarra, 2008b) o del **Neonumidico** (Moreno *et al.*, 1990). In letteratura sono meglio note come **Formazioni tettono-sedimentarie** (*Formaciones tectonosedimentarias*) o, ancora, come **Argille con blocchi** (Chauve, 1968; Mauthe, 1971; Bourgois, 1978; Moreno *et al.*, 1990) e, più recentemente, inglobate nei **Complessi Caotici Subbetici** (Vera e Martina-Algarra, 2004). Nell'ambito della zona di studio le *Argille con blocchi* sono ben rappresentate (Moreno *et al.*, 1990) e costituiscono estesi affioramenti: a) nei pressi del Corredor del Boyar (argille rossicce, verdi e violacee, con blocchi inglobati di calcari scuri paleocenici e, al tetto, strati calcari bioclastici eocenici; b) a Est di Villaluenga del Rosario e ad Est e Sud Est di Montejaque (argille di colore marrone inglobanti blocchi di arenarie marrone scuro della serie numidica). Complessivamente queste *Formazioni tettono-sedimentarie* mostrano gli aspetti tipici di un *melange* tettonico associato ad un'antica zona di subduzione (Martin-Algarra, 2008b). La loro età è compresa tra le età dei termini più recenti dei blocchi inglobati (ovvero le Arenarie del Aljibe) e, pertanto, oligocenico-aquitaniense ed il Tortoniano-Messiniano delle Formazioni Post-orogeniche (Moreno *et al.*, 1990).

2.b2.4 Formazioni Post-orogeniche e Quaternario

Sotto il nome di **Formazioni Post-orogeniche** (o *Post-tettoniche*) vengono comprese quelle successioni del Miocene superiore e, in parte, del Quaternario che non sono state interessate dalla tettonica. La serie comprende cinque formazioni o unità stratigrafiche che occupano il Bacino di Ronda e che sono state descritte dettagliatamente da Serrano (1979): **Formazione Tajo**, **Formazione Setenil**, **Formazione Gastor**, **Formazione La Mina** e **Formazione de la Mesa**. Fatta eccezione per la Formazione Gastor, tutte le altre sono rappresentate nel settore orientale dell'area di studio. Moreno *et al.* (1990) riconoscono, in ordine cronostatigrafico decrescente, quattro litofacies: a) **conglomerati** (corrispondenti alla *Formazione Tajo* di Serrano, 1979) con frammenti e cemento calcareo, di aspetto massivo e privi di stratificazione; b) **arenarie, limi e calcareniti** (corrispondenti alla *Formazione La Mina* e *Setenil*) più o meno cementate (fig. 2.36); c) **argille, marne e limi con gasteropodi** (corrispondenti alla *Formazione La Mina* e *Setenil*), di colore grigio-bluastro e nero, occupano la maggiore estensione degli affioramenti del Bacino di Ronda; d) **calcari travertinici bianchi** (corrispondenti alla *Formazione La Mesa*), con abbondanti resti algali ed al tetto della serie miocenica, dando, pertanto, origine a diversi rilievi in forma di caratteristiche *mesas* dalla debole inclinazione.

Complessivamente, i litotipi miocenici post-orogenici appena descritti presentano delle facies molto peculiari, facilmente riconoscibili sul campo, tanto più per un'evidente espressione morfologica. Nel loro limite occidentale essi sono in discordanza sulle *Argille con blocchi* (Moreno *et al.*, 1990) e raggiungono uno spessore complessivo superiore ai 500 metri. Serrano (1979) data questa successione al Tortoniano-Messiniano. In particolare: i **conglomerati** sono riferibili al Tortoniano; le **arenarie, limi e calcareniti** al Tortoniano superiore-Messiniano superiore; le **argille, marne e limi** comprendono entrambi i piani; i **calcari travertinici bianchi** corrispondono al Messiniano superiore (Moreno *et al.*, 1990).

Per quanto riguarda il **Quaternario**, Moreno *et al.* (1990) differenziano un *Quaternario antico* da un *Quaternario recente*. Al primo apparterebbero alcuni *terrazzi fluviali* (relazionati all'evoluzione morfodinamica dei corsi d'acqua più rilevanti e, comunque, di scarsa entità e dislivello limitato) e *depositi travertinici* (non molto diffusi, tutti gli affioramenti compaiono ad



Fig. 2.36 Affioramento di calcareniti e marne della Formazione La Mina lungo la Carretera de Ronda, a Nord Est del Pico de Mures.



Fig. 2.37 Frana per scivolamento rotazionale su argille ed arenarie numidiche (pressi del Puerto de la Calerilla, Montejaque).

un'altezza prossima ai 300 metri, con sviluppo tabulare tipo *mesa* e sempre al contatto tra le *Argille con blocchi* e le argille e gessi del Triassico del *Subbetico Medio*). Al Quaternario recente vengono, invece, riferiti: conoidi di detrito su scarpate calcaree, colluvioni e suoli su rocce più blande, alluvioni di conoidi torrentizie e di pianura alluvionale, frane per scivolamento (nelle formazioni argillose triassiche e terziarie, fig. 2.37). Infine, i suoli residuali che occupano il fondo

delle doline formatesi nei calcari giurassici della Sierra de Libar vengono considerati da del Olmo *et al.* (1987) come un generico Quaternario indifferenziato.

2.b3 Tettonica e Geologia Strutturale

La *Cordigliera Betica* appartiene alla porzione occidentale dell'orogene Alpino (cfr.2.b1) e, congiuntamente al *Rif nordafricano* e al *mare di Alboran*, registra, in parte, l'evoluzione del limite tra la placca Eurasiatica e quella Africana (Azañón *et al.*, 2002). In relazione a ciò, la regione è stata oggetto di controversie con la proposizione di numerosi e, talora, contraddittori meccanismi e modelli evolutivi che spaziano da vecchie idee di diapirismo di mantello a più recenti dibattiti che contrappongono il ruolo dell'estensione guidata da subduzione all'influenza di fenomeni di *delaminazione* (Azañón *et al.*, 2002; Vera *et al.*, 2004). Nel primo gruppo di interpretazioni più recenti vengono inclusi modelli in grado di spiegare l'estensione miocenica ed il collasso estensionale della Cordigliera Betica indotti da fenomeni di *slab rollback* e scollamento (Azañón *et al.*, 2002). Altri schemi interpretativi riconoscono l'attuale configurazione dell'orogene come conseguenza di un collasso gravitazionale di litosfera crostale inspessita, e posizionata approssimativamente nel *mare di Alboran* durante l'orogenesi Alpina (Azañón *et al.*, 2002). La rimozione della radice litosferica di questa crosta inspessita produsse il collasso e l'espansione radiale nelle Zone Interne, guidando l'orogenesi compressiva nelle Zone Esterne dei margini *Sudiberico* e *Nordafricano* (Azañón *et al.*, 2002). Dati di tomografia sismica recenti per la crosta ed il mantello superiore, combinati alla determinazione dello stato di stress nella regione, rivelano l'esistenza di una subduzione continentale attiva al di sotto della Cordigliera Betica (Azañón *et al.*, 2002; Pedrera *et al.*, 2011).

L'evoluzione post-ercinica della zona Betica (fig. 2.38) ha luogo a partire dal Mesozoico, quando il dominio *Sudiberico*, costituendo il margine passivo del Massiccio Iberico, fu sottoposto ad una tettonica principalmente estensionale associata con la strutturazione dell'*Oceano Tetide* (Azañón *et al.*, 2002). Gran parte delle ricostruzioni paleogeografiche suggeriscono che la distanza massima tra Iberia e l'Africa fosse inferiore ai 200 chilometri e che una grande faglia trasforme (legata all'apertura della Tetide e dell'Oceano Atlantico) li separasse (Azañón *et al.*, 2002). Il *dominio di Alboran* (le future *Zone Interne*) era presumibilmente posizionato più a Est rispetto all'attuale localizzazione, nel *bacino Algerino-Balearico*. L'orogenesi Alpina nella regione ebbe probabilmente inizio in epoca tardo cretacea e, come già osservato, continua a tutt'oggi (Azañón *et al.*, 2002). Tra le zone Interne e quelle Esterne si ebbe poi la deposizione delle unità flyscoidi. Durante l'avvicinamento dei domini di Alboran e Sudiberico (future *Zone Esterne*), prodotto dalla migrazione del primo verso Ovest nel Paleogene-Miocene inferiore, queste unità flyschoidi furono ampiamente deformate da meccanismi di pieghe e *thrust*, sviluppando strutture interne analoghe a quelle di veri e propri prismi accrezionari (Azañón *et al.*, 2002). Il prolungato avvicinamento in atto determinò, inoltre, il piegamento ed il sovrascorrimento della crosta più superficiale del dominio Sudiberico, probabilmente con una direzione di accorciamento da E-O a NO-SE, e facendo altresì in modo che gran parte delle differenti unità tettoniche subissero una generale rotazione in senso orario (Platzman, 1992).

Per quanto riguarda il dominio Sudiberico (*Zone Esterne*), esso corrisponde ad un cuneo orogenico che mostra due fronti attivi di *thrust*. Uno di questi fronteggia la zona di avampaese (a Nord) ed è ricoperto dalle successioni tortoniane del bacino del Guadalquivir, sebbene vi siano deformazioni fuori sequenza che interessano le coperture sedimentarie del Quaternario. L'altro fronte è nella direzione delle Zone Interne e risulta coronato da successioni sedimentarie del Burdigaliano medio. Le più recenti deformazioni compressive nelle Zone Esterne corrispondono a strutture di sovrascorrimento di direzione N-NO e che interessano i volumi rocciosi fino al Tortoniano (Boccaletti *et al.*, 1987; Azañón *et al.*, 2002).

Terminata la collisione, a partire dal Miocene inferiore, nuove tappe di deformazione configurarono la morfologia attuale della Cordigliera, delimitarono i bacini sedimentari post-orogenici e condizionarono il successivo accumulo di importanti volumi di sedimenti all'interno

di essi (Vera *et al.*, 2004). Un insieme di faglie normali e trascorrenti agirono prima del Tortoniano superiore (fig. 2.39), pertanto essenzialmente prima dell'inizio del riempimento dei suddetti bacini. Altri gruppi di faglie normali, così come di sovrascorrimenti con significato locale più recenti (Messiniano, Pliocene), modificarono la forma e le dimensioni di alcuni bacini, determinandone, altresì, la formazione di ulteriori (Vera *et al.*, 2004). Nel settore occidentale della catena sono stati riconosciuti sistemi di faglie normali da basso a medio angolo, formatesi prima del Tortoniano inferiore e con direzioni variabili che tagliano i suddetti sovrascorrimenti (Vera *et al.*, 2004). Una successiva inversione tettonica ripiega dolcemente queste strutture con una direzione di contrazione inizialmente N-S. successivamente NO-SE e, infine, E-O (Balanyà *et al.*, 2002).

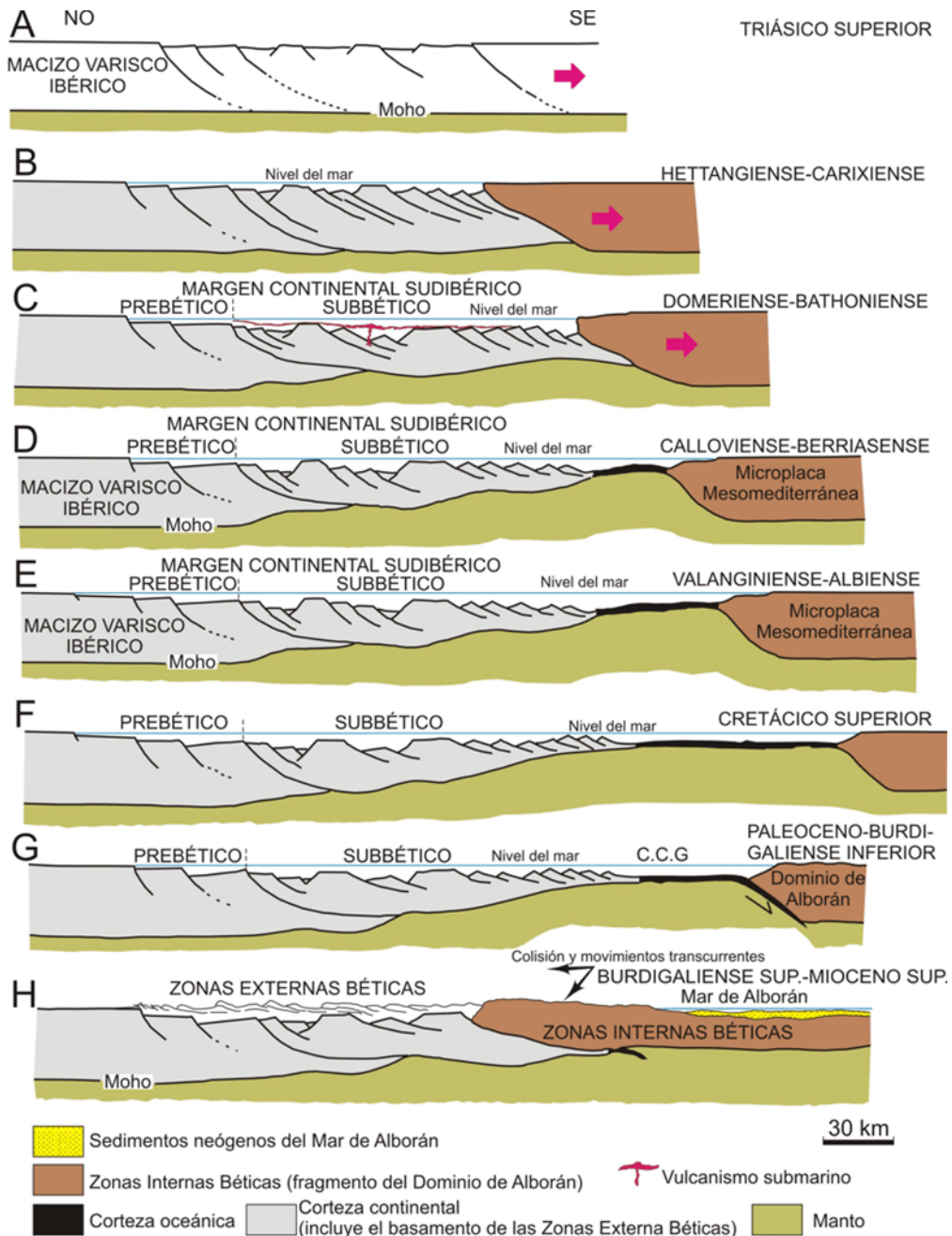


Fig.2.38 Schema evolutivo del margine continentale Sudiberico dall'inizio delle tappe distensive fino al termine della deformazione principale della Cordigliera a seguito della collisione continentale del dominio di Alboran (da Vera *et al.*, 2004) C.C.G.=Complejo del Campo di Gibilterra.

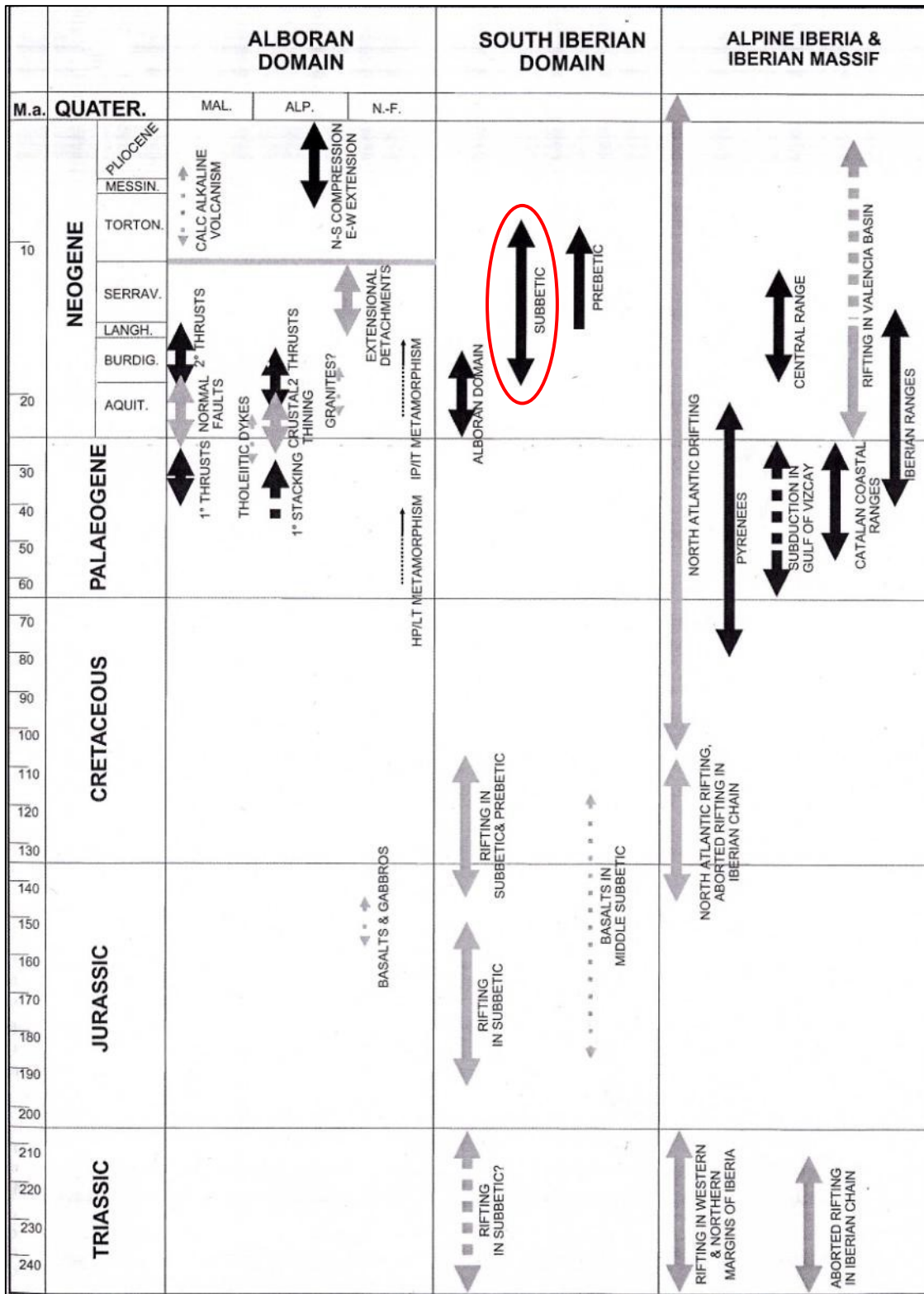


Fig.2.39 Schema sintetico dell'evoluzione tettonica della Cordigliera Betica (domini di Alboran e Sudiberico), dell'Iberia alpina e del Massiccio Iberico. Freccie nere=eventi deformativi compressivi. Freccie grigie=eventi deformativi estensionali (da Azañón *et al.*, 2002).

I movimenti post-collisionali determinarono il sollevamento dell'intera catena Betica, il che si giustifica, per altro, rilevando attualmente sedimenti marini suborizzontali del Miocene superiore a più di 1500 metri di altezza (Vera *et al.*, 2004). Tale sollevamento è stato spiegato in relazione alla coesistenza di una compressione sub-orizzontale di direzione compresa tra NNO-SSE e NO-

SE (N-S, secondo Boccaletti *et al.*, 1987) ed un'estensione perpendicolare, con direzione da ENE-OSO a NE-SO (Vera *et al.*, 2004). Questi processi interessarono tanto le Zone Interne quanto quelle Esterne e produssero sovrascorrimenti sulle formazioni del Tortoniano-Messiniano sul fianco meridionale del bacino del Guadalquivir. L'incassamento della rete fluviale attuale ebbe principalmente luogo a partire dal Pleistocene medio. Tutti i dati più recenti indicano che la regione betica è tettonicamente attiva e che continua a tutt'oggi a sollevarsi (Vera *et al.*, 2004). Gli eventi neotettonici descritti, pertanto, hanno modellato l'attuale paesaggio della Spagna meridionale durante la progressiva convergenza (di direzione NO-SE) tra la placca Africana e quella Eurasiatica (Azañón *et al.*, 2002; Herraiz *et al.*, 2000; Pedrera *et al.*, 2011).

Definendo ora un quadro di maggior dettaglio relativo all'evoluzione tettonica delle unità che caratterizzano l'area di studio (**Zone Esterne, Complesso del Campo di Gíbilterra, Formazioni Post-orogeniche**) sarà possibile comprenderne l'attuale assetto morfotettonico. La struttura delle Zone Esterne della Serrania de Grazalema varia considerevolmente dai settori più esterni a quelli più interni (Martin-Algarra, 2008a). Nelle regioni meridionali del Subbetico Medio si rileva una maggiore organizzazione tettonica (rispetto a quelle più a Nord ed incluse nei *Complessi Caotici Subbetici*), per quanto sia pur sempre notevole la complessità strutturale, soprattutto nel già citato Corredor del Boyar. Di contro, la tettonica del Penibetico è molto meno complicata rispetto a quella del dominio Subbetico, oltre che di differente stile strutturale (Martin-Algarra, 2008a).

Tra Ubrique e Grazalema, il contatto tra il *Subbetico Medio* ed il *Penibetico* passa, per l'appunto, lungo il Corredor del Boyar, interpretato da più autori (Sanz de Galdeano, 2008) come la porzione più occidentale della grande **fallia Cadice-Alicante** (o **Accidente Cadiz-Alicante**, fig.2.40 e 2.41), un'estesa fallia destrorsa attiva a partire dal Miocene medio-superiore e responsabile di un'intensa deformazione tettonica nell'ambito delle Zone Esterne (Martin-Algarra, 2008a). Nella zona del Boyar, il Penibetico, posto a Sud, sovrascorre le Scaglie del Boyar (cfr. 2.b2.1) che sono impilate verso Nord Ovest, solitamente con una serie normale.

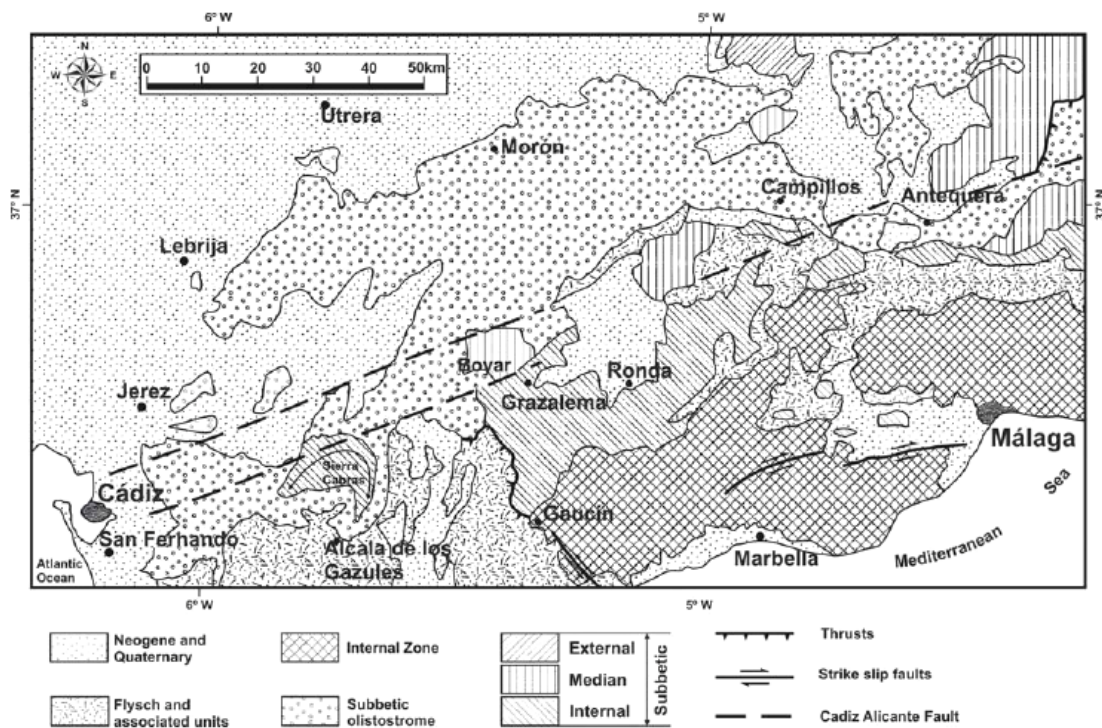


Fig.2.40 Schema geologico della porzione occidentale della fallia Cadice-Alicante (Sanz de Galdeano, 2008).

D'altra parte, nella stessa zona la base triassica di una di queste *Scaglie* immerge verso Nord in serie invertita e si scontra, mediante un contatto verticale trascorrente, con le successioni cretacee del Complesso del Campo di Gibilterra (Martin-Algarra, 2008a). Queste ultime appartengono al Flysch del Corredor del Boyar, occupano la parte centrale e settentrionale del Corredor e sono retroscorse dal Subbético della Sierra del Pinar (fig. 2.41). A sua volta, l'Unità della Sierra del Pinar retroscorre sulle successioni del Subbético Medio che affiorano più a Nord (Martin-Algarra, 2008a).

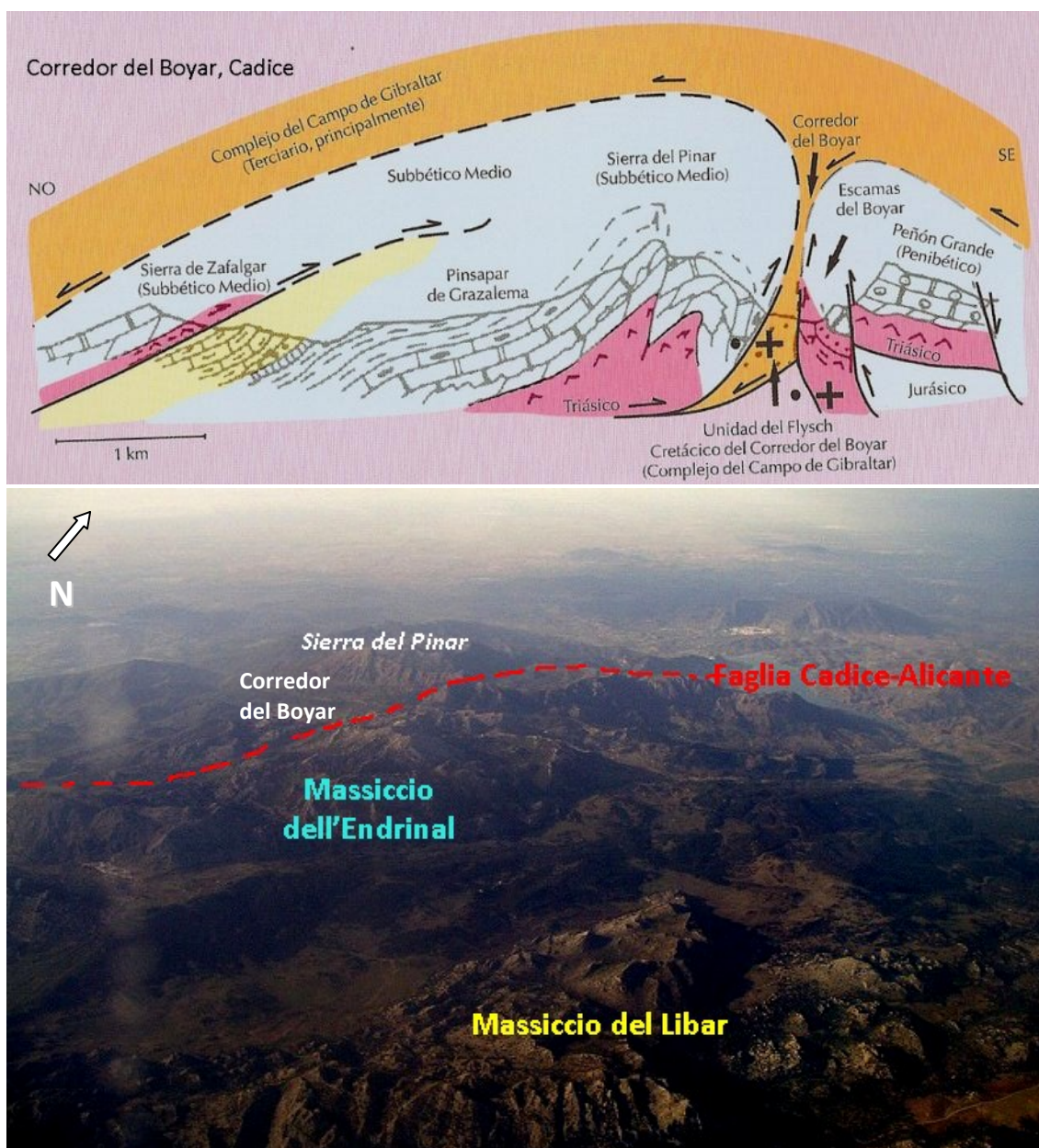


Fig.2.41 *In alto*: Profilo geologico del limite tra il Subbético Medio ed il Penibético nella zona trasversale della Sierra del Pinar, Corredor del Boyar, Cadice (modificato da Martin-Algarra, 2008a). *In basso*: Ripresa aerea (Nord verso l'alto della foto) del settore settentrionale della Serrania de Grazaalema. La faglia Cadice-Alicante (linea tratteggiata rossa) attraversa il Corredor del Boyar e pone a contatto il Subbético Medio della Sierra del Pinar con il Penibético del Massiccio dell'Endrinal.

Complessivamente, il **Penibético** forma sempre delle finestre tettoniche al di sotto del Complesso del Campo di Gibilterra. E' pur vero che il sovrascorrimento di quest'ultimo ebbe

luogo prima della strutturazione generale del Penibetico, del Subbetico Medio e del contatto tra ambedue. Ne discende, pertanto, che le strutture osservabili nel Penibetico interessano anche le successioni tettonicamente sovrapposte del Complesso del Campo di Gibilterra. Il Penibetico risulta interessato da un piegamento concentrico di stile giurassico e con una densa rete di fratture associate (Martin-Algarra, 2008a). Le sequenze gessifere triassiche hanno facilitato lo scollamento ed il piegamento della successione sopragiacente. I calcari giurassici presentano sempre una deformazione associata ad una tettonica di tipo fragile, mentre i materiali marnoso-calcarei cretaceo-terziari si deformano soprattutto per piegamento flessurale e, quando la piega è più stretta e la litologia più marnosa, per via della deformazione duttile, il piegamento sviluppa un'intensa foliazione degli strati (Martin-Algarra, 2008a). Nel complesso, va osservato come siano le successioni calcaree a controllare i tratti fondamentali del piegamento del Penibetico, producendo pieghe plurichilometriche relativamente blande, con cerniere aperte e, talora, con struttura *box-type* (*pliegue en coffre*). La stratificazione tende ad essere verticale e la struttura più stretta sui fianchi i quali, a volte, si rompono per opera di faglie inverse ad alto angolo e piccolo rigetto orizzontale. In generale, nel Penibetico la tettonica distensiva per faglie normali ha una enorme importanza e, di fatto, la sua struttura generale (fig. 2.42) è condizionata da grandi fratture che determinano la distribuzione regionale degli affioramenti e le sue relazioni con altri complessi tettonici (Martin-Algarra, 2008a).

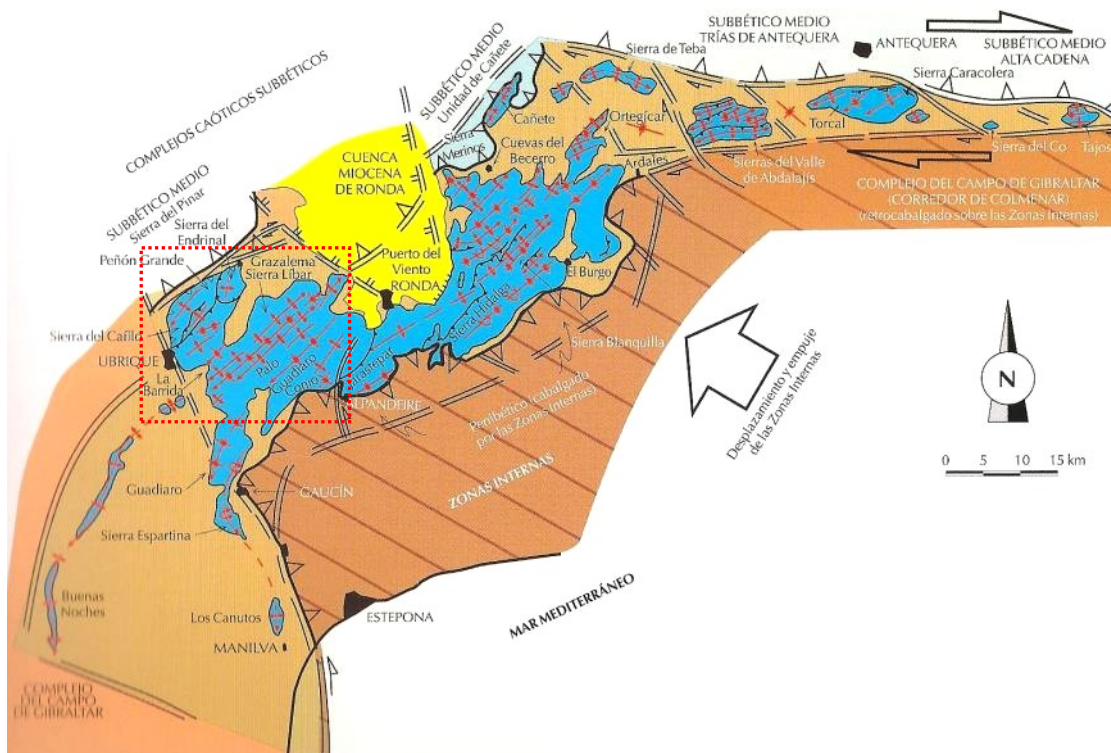


Fig.2.42 Caratteri generali della struttura del Penibetico, con localizzazione delle principali pieghe anticlinali e sinclinali, faglie e sovrascorrimenti. Nel rettangolo puntinato in rosso l'area di studio (da Martin-Algarra, 2008a).

Nella Serrania de Grazalema, alcune grandi lineazioni strutturali di direzione NE-SO definiscono alternativamente anticlinali di successioni carbonatiche giurassiche (che formano le *sierras*) e sinclinali che coincidono con le depressioni occupate dalle formazioni marnoso-calcaree cretaceo-terziarie (Martin-Algarra, 2008a). Queste grandi pieghe presentano una debole vergenza a Sud e, in alcuni casi, sembrano essere associate, per lo meno nelle tappe finali della loro formazione, a faglie inverse con analoga vergenza meridionale (Moreno *et al.*, 1990). E' questo il caso delle sinclinali di Benaojan e della Manga de Villaluenga del Rosario. Proprio nelle vicinanze di

quest'ultima e nei pressi della Cueva de la Pileta (Benaolan), i livelli marnosi delle Capas Rojas sono caratterizzati da una scistosità incipiente, obliqua alla stratificazione ed indicativa di una debole vergenza a Sud. I livelli plastici del Cretaceo superiore, pertanto, riflettono fedelmente i movimenti relativi dei blocchi calcarei giurassici, tra i quali affiorano sotto forma di lembi poco competenti (Moreno *et al.*, 1990), come avviene sui versanti della Sierra del Caillo (Villaluenga del Rosario). Nel dettaglio, tutte le macrostrutture plicative sono a loro volta costituite da pieghe e sovrascorrimenti di rango minore prodotti, secondo Moreno *et al.* (1990) da un'ulteriore fase compressiva di direzione NNO-SSE e, pertanto, con direzione di propagazione perpendicolare a detta compressione. Lo sviluppo delle pieghe maggiori risulta disturbato ed interrotto da un sistema di fratture prodotto da una fase distensiva posteriore, coeva al sollevamento dei blocchi calcarei giurassici e possibile risultato dei riassetti isostatici successivi allo spostamento e piegamento di tutte le unità (Moreno *et al.*, 1990). Queste fratture delimitano in molti casi i singoli rilievi dei due massicci dell'area di studio. Per esempio, all'estremo nordoccidentale della Sierra del Endrinal, una serie di faglie normali produce un caratteristico versante a gradoni, nel quale gli strati giurassici immergono sotto le coperture numidiche. Un'ulteriore famiglia di faglie normali, di direzione N-S, disloca i blocchi giurassici. Infine, esiste un'importante famiglia di faglie normali con direzione media parallela a quella delle pieghe che occasionalmente dà luogo a fosse, semifosse e grandi *polje* di origine tettonica (fig. 2.43), sul cui fondo piano affiorano le serie marnose del Cretaceo superiore (Moreno *et al.*, 1990).



Fig.2.43 Veduta aerea del *polje* o *Llano de Libar*, una macroforma carsica nell'omonimo massiccio ed al cui sviluppo ha contribuito un sistema di faglie normali di direzione NE-SO (Fonte immagine: rete).

Tutte le strutture plicative sono poi variamente fossilizzate dal Miocene superiore del bacino di Ronda (Martin-Algarra, 2008a). Nella parte occidentale di tale bacino si osservano le due anticlinali maggiori della zona di studio, con direzione approssimativa N 40-60° E. Quella più a Nord passa a Sud del Corredor del Boyar, tra Ubrique e Grazalema, ed ha una struttura particolarmente complessa (Kirker e McClelland, 1996; Martin-Algarra, 2008a), dato che una serie di sovrascorrimenti obliqui agli assi delle pieghe individuano i rilievi del Peñon Grande (Grazalema) e della Sierra del Caillo (Villaluenga del Rosario) e circondano il Massiccio di Grazalema. La seconda grande anticlinale è rappresentata dal Massiccio del Libar e da altri

importanti rilievi compresi tra Cortes de la Frontera e Montejaque (Sierra de los Pinos, Sierra Blanquilla, ecc.). Un'ampia sinclinale, posta in posizione intermedia, separa le due anticlinali suddette. A Sud, tra le Sierras de Ubrique e Cortes de la Frontera essa è abbastanza stretta e forma la Garganta Barrida, ma procedendo verso Nord Est (tra Montejaque e la Sierra del Endrinal) il suo nucleo si allarga ed è occupato da un esteso affioramento di successioni del Complesso del Campo di Gibilterra (Martin-Algarra, 2008a). Una seconda sinclinale bordeggia il fianco orientale della Sierra del Libar ed il suo fondo è occupato dalla valle fluviale del rio Guadiaro. Degna di menzione è, poi, la complessa struttura della Sierra dell'Endrinal (come in parte già evidenziato in precedenza). In particolare, Kirker e McClelland (1996) vi hanno riconosciuto un significativo *thrust system* cui è associata una rotazione differenziale nell'area di Villaluenga del Rosario (fig. 2.44). Dati cinematici e *trend* strutturali anomali (se confrontati con quelli regionali),

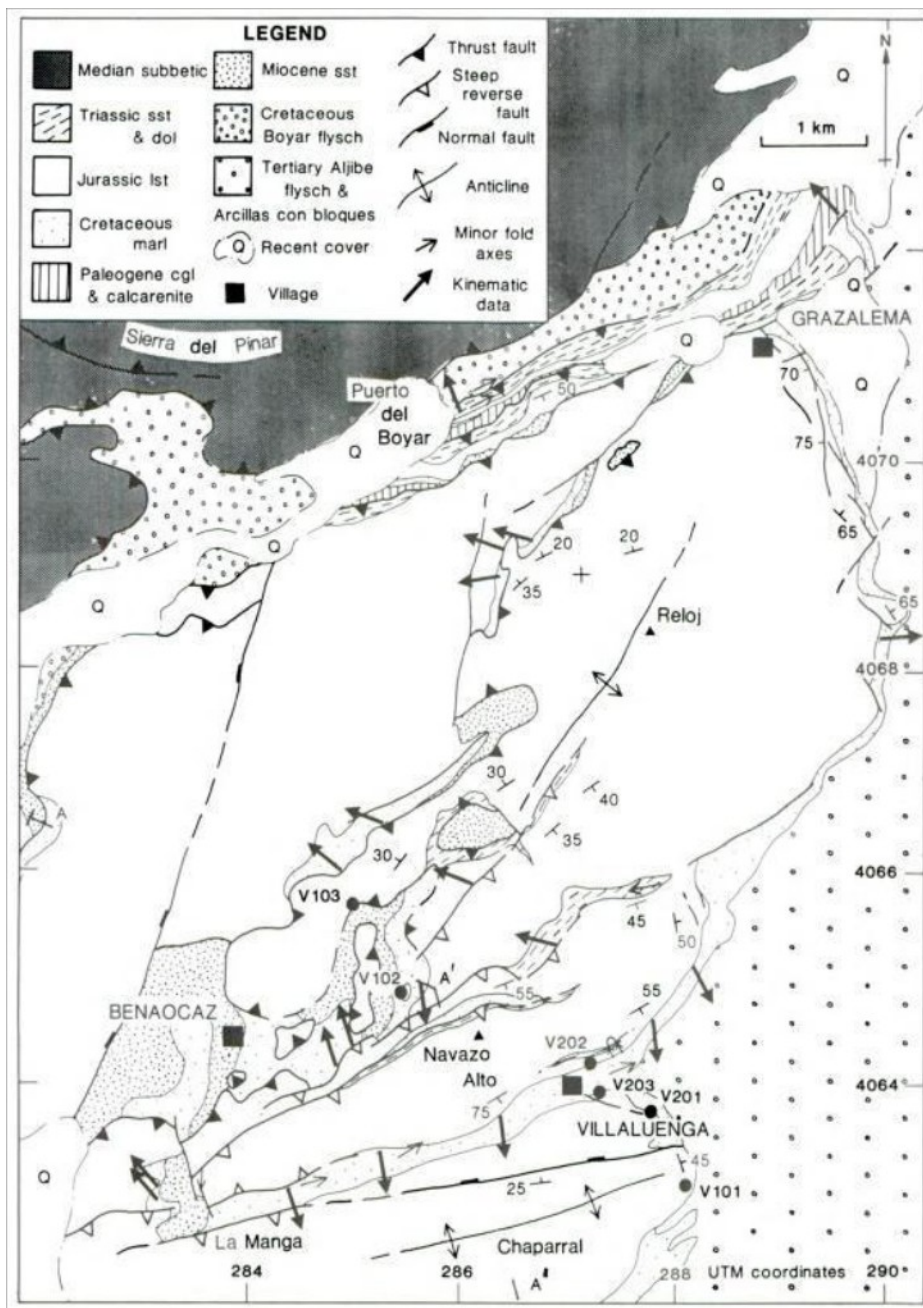


Fig.2.44 Mappa geologica di sintesi dell'area della Sierra dell'Endrinal secondo Kirker e McClelland (1996). I dati cinematici indicativi delle direzioni di trasporto delle faglie maggiori sono indicate con frecce piene.

sembrano suggerire per l'area della Sierra del Caillo una rotazione differenziale in senso orario (40° rispetto alla norma regionale) e connessa all'intero sovrascorrimento. Il Navazo Alto (Sierra

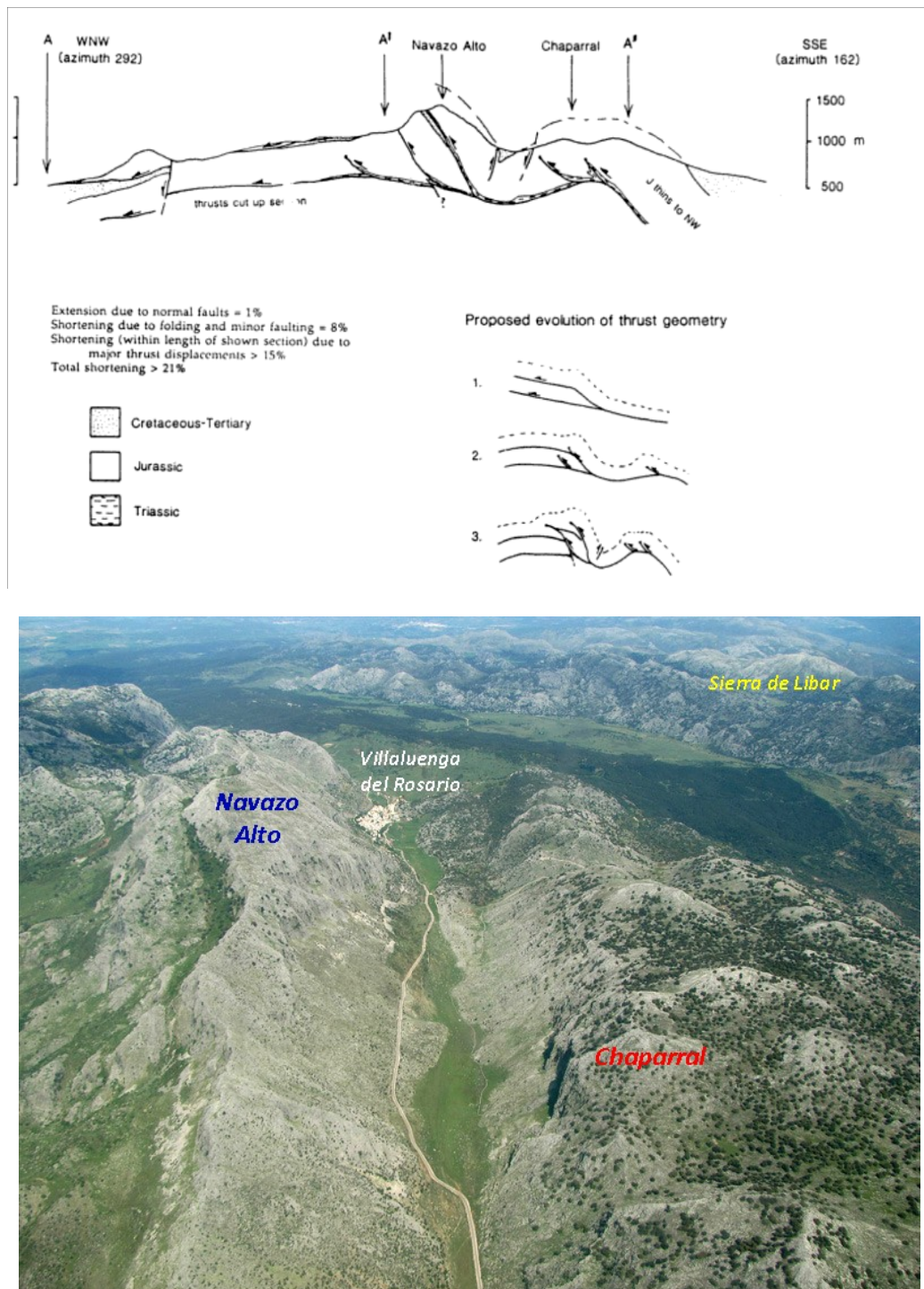


Fig.2.45 *In alto*: Profilo geologico del thrust system del Navazo Alto e sua possibile evoluzione tettonica (da Kirker e McClelland, 1996). *In basso*: Ripresa aerea dell'area di Villaluenga del Rosario in cui è possibile riconoscere il sistema di faglie inverse associate al sovrascorrimento principale (Foto Benvenuty Cabral).

del Caillo, fig. 2.45) è strutturato in una serie di faglie inverse ad alto angolo che Kirker e McClelland (1996) ragionevolmente considerano successive al grande *thrust* che ha modellato il Penibetico della Sierra del Endrinal. Tali faglie terminano bruscamente ad Ovest intersecando una faglia trasversale ad alto angolo nei pressi di Benaocaz. Ad Est il loro rigetto è, invece, trasferito ad

una serie di faglie minori con generica direzione NE e che continuano al nucleo della piega che struttura l'anticlinale del Reloj-Simancon (Kirker e McClelland, 1996). A Sud del Navazo Alto si riconosce l'area di cerniera di una stretta sinclinale (la *Manga de Villaluenga*, ovvero la depressione carsica a Sud Ovest di Villaluenga del Rosario), a tratti rovesciata da una serie di faglie inverse che la rompono in più punti (fig. 2.45). Più a Sud un'ulteriore grande anticlinale si sviluppa secondo la direttrice ENE, con una cerniera posizionata lungo la linea di cresta del Chaparral e con un fianco meridionale debolmente inclinato ed apparentemente non fagliato (Kirker e McClelland, 1996). Le faglie inverse che bordano il lato settentrionale del Navazo Alto forniscono una semplice spiegazione all'ipotesi di un accomodamento della rotazione differenziale in senso orario di tale blocco: esse limitano a Nord la regione ruotata e raggiungono la *tipline* del sovrascorrimento principale nella loro porzione più orientale (Kirker e McClelland, 1996). La storia strutturale della zona di Villaluenga del Rosario è ricostruita dai due autori in due fasi (fig. 2.45): a) sovrascorrimento iniziale verso O e NO attraverso un sistema di faglie debolmente inclinate, e che interessa (più a Nord) il complesso delle Scaglie del Boyar; b) rottura delle rampe e fagliazione inversa ad alto angolo delle stesse, piegamento del *thrust system* e rotazione differenziale del blocco del Navazo Alto legato alla nuova geometria delle nuove faglie (Kirker e McClelland, 1996).

Come già osservato il settore del Massiccio del Libar rappresenta, nel suo insieme, la seconda grande anticlinale dell'area di studio. Tale piega ha un allineamento generale di direzione da NNE-SSO a NE-SO e presenta secondo Delannoy (1987) i tratti tipici di una piega *box-type*. Un sistema di faglie longitudinali associate ad una sinclinale centrale delimitano una depressione (i già citati *Llanos de Libar*) nella quale si sono preservate le marne calcaree cretacee (Delannoy, 1987). Ad E di questa depressione si riconosce una piega anticlinale segnata dalle *Sierras Ventana*, del Palo e Blanquilla, il cui fianco orientale (digradante verso il rio Guadiaro) è accidentato da piccoli *semi-graben* (Delannoy, 1987). Il fianco occidentale del Massiccio (ad Ovest dei Llanos de Libar) risulta accentuato da una piega composita che si raccorda con la depressione sinclinale dei Llanos de Villaluenga (o Manga de Villaluenga). Tutte le pieghe del Massiccio hanno una generica vergenza nordoccidentale ed i loro assi tendono a immergere verso Sud Ovest. Inoltre, proprio in questa direzione tali assi risultano troncati da un'importante lineazione strutturale (N 40° O) subverticale e con strie indicative di movimenti orizzontali e verticali (del Olmo *et al.*, 1987). Di particolare rilevanza è la faglia inversa che permette il sovrascorrimento della Sierra Blanquilla



Fig.2.46 Il Cerro de Martin Gil (Cortes de la Frontera) evidenzia il sovrascorrimento della Sierra Blanquilla impostato su una faglia inversa di direzione NNO.

(fig. 2.46) in direzione NNO, oltre ad una serie di faglie minori, pure inverse ma con direzione N-S (del Olmo *et al.*, 1987). Le strutture plicative della zona sono attraversate frequentemente da faglie normali sovrimposte, con tracce cinematiche di movimento trascorrente. Il funzionamento di alcune di tali faglie, almeno nelle loro ultime tappe evolutive, deve essere stato (secondo del Olmo *et al.*, 1987) relativamente recente, visto come molte coperture quaternarie ne risultino interessate. Numerosissime sono del resto le diaclasi ed il grado generale di fratturazione è significativamente elevato.

Le relazioni strutturali del **Complesso del Campo di Gibilterra** rispetto alle altre unità tettoniche sono estremamente variegata. In generale, come per altro già fatto notare, tale Complesso occupa sempre una posizione tettonica superiore, con delle complicazioni locali in corrispondenza delle grandi faglie che pongono in contatto Zone Interne ed Esterne e Penibetico-Subbetico (Martin-Algarra, 2008b). In egual misura tanto la struttura interna quanto le relazioni tettoniche tra le varie unità del *Mauritanico* e del *Numidico* sono molto complesse e, localmente, estremamente variabili.

La strutturazione del *Mauritanico* è relazionata da Martin-Algarra (2008b) ad una tettonica polifasica di gran complessità, responsabile di un'intensa embricazione, con duplicazioni ed inversioni della serie corrispondente in numerosi punti. Nella Serrania de Grazalema il substrato tettonico del Mauritanico (*l'Unità di Algeciras*) è rappresentato dal Penibetico, quest'ultimo sempre affiorante come finestra tettonica sotto tale Unità, ed è rilevabile soltanto in corrispondenza del polje di Mures. Più in dettaglio, i dati geologico-stratigrafici indicano che la sovrapposizione dell'Unità di Algeciras sul Penibetico è limitata al settore più interno di quest'ultimo dominio, mentre nell'area di studio sono principalmente le unità *numidiche* (ed il corrispondente substrato *Massilico*) a riposare direttamente sulle Zone Esterne (Martin-Algarra, 2008b). Al contempo, le relazioni tettoniche tra il Mauritanico (Unità de Algeciras) ed il Numidico (Unità del Aljibe) non si rilevano in modo chiaro in alcun punto, dal momento che gli affioramenti di tali unità sono isolati a causa dell'erosione differenziale successiva alla loro disposizione tettonica (Martin-Algarra, 2008b).

Le arenarie del *Numidico* costituiscono, nella maggior parte dei casi, un'unica grande unità tettonica, ovvero l'Unità del Aljibe (o *Manto del Aljibe*). Nella zona di studio tali coperture si collocano al di sopra delle Zone Esterne e, generalmente, le sovrascorrono (Martin-Algarra, 2008b). Anche le relazioni tettoniche del Manto del Aljibe con il resto delle successioni numidiche (massiliche e merinidi, cfr. 2.b2.3) sono complesse, così come la loro struttura interna (Martin-Algarra, 2008b). In relazione a quest'ultimo punto Martin-Algarra (2008b) e Moreno *et al.* (1990) riconoscono alcuni elementi distintivi: a) embricazione generalizzata con un gran numero di scaglie tettoniche di differenti direttrici e vergenze; b) presenza di importanti rotazioni nelle direttrici di tali scaglie; c) notevole grado di frammentazione relazionata alla comparsa delle formazioni caotiche delle Argille con blocchi. Tra Ubrique ed El Colmenar (a SO di Cortes de la Frontera), una grande faglia normale di orientazione NNO-SSE solleva il Penibetico dei massicci del Libar e di Grazalema e tronca a NE le scaglie del gruppo orientale, così che il Manto del Aljibe risulta completamente eroso (Martin-Algarra, 2008b). A partire dalla zona di Villaluenga del Rosario tale unità affiora sotto forma di un grande *klippe* al cui interno si osservano faglie inverse di orientazione NO-SE, e sovrascorrenti verso SO (fig. 2.47).

Per quanto riguarda la formazione tettono-sedimentaria delle **Argille con blocchi** (altresi inclusa nei Complessi Caotici Subbetici), Moreno *et al.* (1990) riconoscono come tale gruppo partecipi chiaramente allo stile strutturale risultante dalle fasi principali di embricazione e avanzamento verso NNO delle differenti unità del Complesso del campo di Gibilterra. Nel contempo, viene pure rilevato come tali affioramenti risultino interessati da deformazioni tettoniche tardive e successive alle suddette fasi. La transizione laterale che si osserva in alcune zone (fig. 2.47) tra la copertura numidica e le Argille con blocchi, evidenzia la deposizione simultanea di tale copertura ed il carattere tettonico-gravitazionale delle stesse Argille (Moreno *et al.*, 1990).



Fig.2.47 *Klippe* tettonico del Manto del Aljibe ad Est di Grazalema (aree boscate) e contatto laterale con la formazione delle Argille con blocchi (aree di rilievo più dolce e con vegetazione arbustiva). Si noti la serie di faglie inverse (di direzione media NO-SE) che permette il sovrascorrimento dell'unità numidica verso SO.

Le **Formazioni Post-orogeniche** del Miocene superiore del bacino di Ronda sono caratterizzate da faglie e pieghe, talora determinando nelle successioni stratificate valori di immersione fino a 60° (Serrano, 1979). Le strutture plicative sono dolci, tipicamente (nel settore nordorientale della zona di studio) con una direzione media ONO-ESE (Moreno *et al.*, 1990). Nello stesso settore e con la stessa direzione sono poi rilevabili una serie di faglie normali che pongono in contatto meccanicamente queste successioni molassiche con le Arenarie del Aljibe (Moreno *et al.*, 1990).

A decorative graphic consisting of three blue circles of varying sizes, each with a lighter blue ring around its center. Two thin blue lines intersect at the top left, forming a large 'V' shape that frames the circles. The circles are positioned in the upper right and lower right areas of the page.

3. Introduzione alla geomorfologia carsica

Carsismo e paesaggio carsico: concetti preliminari.
Le rocce carsiche. La dissoluzione chimica delle
rocce carsiche. Morfostrutture carsiche.
Morfologie carsiche. Clima e morfogenesi carsica

3. Introduzione alla Geomorfologia Carsica

3.a Carsismo e paesaggio carsico: concetti preliminari

Il presente capitolo vuole rappresentare un compendio sintetico (senza pretese di completezza) degli aspetti più significativi e dei più recenti avanzamenti nella conoscenza della **Geomorfologia Carsica** (*Karst Geomorphology*), specie in relazione agli elementi di questo peculiare sistema morfodinamico facilmente riconoscibili nell'ambito della zona di studio.

Ford e Williams (2007) definiscono il **Paesaggio carsico** (o *Karst landscape*) come una peculiare tipologia di paesaggio costituita da cavità ed estesi sistemi di acque sotterranee e sviluppata su particolari rocce solubili quali calcari, gessi e marmi. In maniera più definitiva, tale paesaggio si connota di una distintiva idrologia e morfologia derivanti da una combinazione di rocce ad alta solubilità ed una porosità secondaria (da fratture) ben sviluppata. In quest'ottica, oltre alla solubilità della roccia, fondamentali risultano la sua struttura e la sua litologia (Ford e Williams, 2007).

Paesaggi carsici "puri" sono presenti in molte aree del mondo, ma nella gran parte dei casi questi sono, in realtà, il risultato della modellazione di una moltitudine di processi congiunti. La comprensione dei processi di dissoluzione, che agisce sia in superficie che nel sottosuolo, si è sviluppata rapidamente negli ultimi 50 anni, sebbene i maggiori risultati siano quelli ottenuti alla fine del XIX° secolo grazie agli studi pionieristici di Cvijić (De Waele *et al.*, 2009). Si tratta dei primi importanti lavori di geomorfologia carsica che descrivono non solo la zona del Carso Classico (ovvero il territorio compreso tra la provincia di Trieste e la Slovenia sudoccidentale), ma fanno anche riferimento ad aree limitrofe con caratteri morfologici simili. Il Carso (o *Kras*), infatti, costituisce la "regione tipo", le cui peculiari caratteristiche fisiografiche furono per prime intensamente studiate dal mondo scientifico. Tali caratteri inusuali del paesaggio italo-sloveno del Carso sono perciò conosciuti come *Karst phenomena* ed in egual modo, per estensione, in tutto il mondo. Dai primi studi di Cvijić molti altri autori hanno pubblicato lavori descrittivi ed interpretativi delle morfologie carsiche in molte parti del mondo, prima indipendentemente in Europa ed in Nord America, successivamente anche in modo congiunto (De Waele *et al.*, 2009). I più importanti riferimenti bibliografici relativi alla geomorfologia carsica (cui si rimanda per maggiori dettagli) sono: Sweeting (1981), Jennings (1985), Trudgill (1985), White (1988), Ford e Williams (1989 e 2007), Culver and White (2004), Gunn (2004) e Salomon (2006),

In senso generale, la **geomorfologia carsica** è stata recentemente e compiutamente definita da De Waele *et al.* (2009) come lo studio delle forme, sia superficiali che del sottosuolo, che si sviluppano su rocce solubili per soluzione e processi associati (ovvero propri del **Carsismo**). Il Carsismo definisce un *sistema aperto* composto di due sottosistemi: uno *idrogeologico* (relazionato ai volumi idrici che attraversano il sistema) ed uno *geochimico* (connesso alle caratteristiche chimiche dei materiali mobilitati nel sistema stesso). L'interrelazione tra questi due sottosistemi (strettamente integrati tra loro) e la loro azione su rocce solubili determina la formazione delle caratteristiche forme carsiche (Ford e Williams, 2007). D'altra parte, nel carsismo è la vera e propria circolazione sotterranea a causare un progressivo allargamento dissolutivo degli spazi vuoti ed un significativo incremento della permeabilità. Inizialmente il flusso idrico sotterraneo è di tipo laminare, ma progressivamente diviene più turbolento. Il flusso nei sistemi carsici evolve attraverso ampi condotti determinando un'efficiente rete di trasporto sotterraneo (Ford e Williams, 2007). Se ne deduce, pertanto, che è proprio la contemporaneità nell'evoluzione progressiva delle reti carsiche sotterranee e nello sviluppo di condizioni di flusso turbolento a garantire la formazione e lo sviluppo delle forme carsiche. Queste ultime si sviluppano più efficacemente su calcari e marmi ed in modo speciale se questi risultano puri, densi e spessi. Ne discende l'importanza ed il ruolo significativo che le rocce carsificabili hanno

nel caratterizzare le aree carsiche del pianeta. Ford e Williams (2007) riportano come il 20% delle terre emerse del pianeta e libere dai ghiacci sono occupate da rocce carsiche (fig. 3.1) e che il 10-15% del fenomeno carsico interessa i carbonati. Gli accumuli evaporitici (essenzialmente di gesso, anidrite, sale) si localizzano sotto il 25% delle superfici continentali determinando l'innescio e la formazione di una peculiare varietà di processi e forme carsiche.

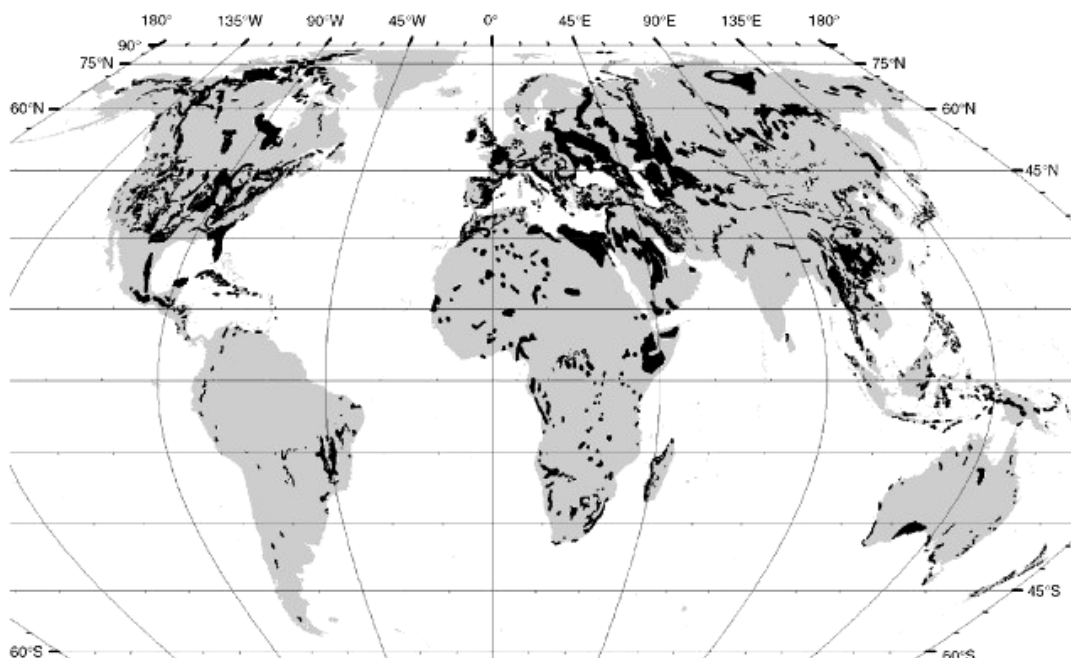


Fig.3.1 Distribuzione globale dei maggiori affioramenti di rocce carbonatiche (in nero) secondo (Ford e Williams, 2007).

Nella letteratura internazionale esistono numerose classificazioni dei fenomeni carsici, ognuna relazionata ad un aspetto specifico del tema. Molti autori distinguono i complessi carsici in funzione del clima. Jennings (1985) riassume tale varietà nei seguenti nove tipi distintivi di carsismo: **temperato** (piogge estese per tutto l'anno); **mediterraneo** (estati secche); **tropicale umido**; **arido**; **semiarido**; **glaciale** (o **alpino**); **periglaciale** (o **nivale**); **tropicale costiero** e **temperato costiero**.

Secondo Ford (2006), in superficie si può poi riconoscere un **carsismo nudo**, di **sottosuolo** (là dove ricoperto da un *residuum* insolubile) o **ammantato** (se ricoperto da detrito ivi trasportato, per esempio un *till* glaciale).

Se esso risulta poi ricoperto da rocce insolubili consolidatesi successivamente, si è nel caso: della **dissoluzione interstratale lungo piani di stratificazione e fratture** all'interno della roccia solubile o della **dissoluzione interstratale** se tale unità risulta completamente rimossa (Ford, 2004). In entrambi i casi si parla di **Carsismo interstratale** (*Interstratal Karst*), tipico di rocce carsiche di origine evaporitica (gesso, anidrite, sale, ecc.) e, in minor misura, dei carbonati. Esiste poi un **carsismo soggiacente**, quando gli apporti idrici sono di derivazione meteorica diretta, ed un **carsismo coperto**, se se esso si manifesta con doline di collasso, inghiottitoi o ulteriori elementi di superficie.

Più interessante è, inoltre, la definizione di **Paleocarsismo** (*Paleokarst*), termine descrittivo di un'antica superficie o di elementi carsici sepolti da rocce consolidatesi in seguito e perciò inerti, ovvero idrologicamente scollegati dal sistema attivo (Ford e Williams, 2007). Un sinonimo di tale termine è rappresentato dal **carsismo sepolto** (Ford, 2004). Se un rinnovato flusso di acque sotterranee (ed associati processi di dissoluzione) interessa tale carsismo, esso risulta

ringiovanito. Se un'intensa erosione lo espone in superficie (ed eventualmente lo reintegra nel contesto attuale) allora esso diviene **esumato** (Ford, 2004). Il termine **carsismo relitto** (o **fossile**) fa riferimento a morfologie superficiali (solitamente forme turrcolari, o generalmente rilievi residuali) sviluppatesi in determinate condizioni paleoclimatiche e sopravvissute nel paesaggio attuale (Ford e Williams, 2007). Il **Pseudocarsismo** (*Pseudokarst*) definisce morfologie simil-carsiche prodotte da processi distinti da dissoluzione o corrosione (indotta da subsidenza e collasso). Le morfologie più rappresentative di questo peculiare carsismo sono grotte e doline di collasso (*sinkholes*). Appartengono a questa categoria anche i fenomeni di: **termocarsismo** (*thermokarst*), relativo a depressioni topografiche risultanti dallo scioglimento del ghiaccio nel suolo; e **vulcanocarsismo** (*vulkanokarst*), riferito a grotte tubulari (tubi di lava) interne a colate laviche e materiale depositatosi per collasso meccanico della volta (Ford e Williams, 2007). A dispetto di questa abbondante terminologia, nella letteratura europea si fa riferimento ad uno schema classificativo molto più semplice ed efficace (tab. 3.1):

Classificazione europea	Caratteri salienti
Esocarsismo (Exokarst)	Serie di forme sviluppatesi in superficie (depressioni, valli cieche, canyon fluvio-carsici, doline, polje, uvala, microforme di dissoluzione, ecc.)
Endocarsismo (Endokarst)	Forme sviluppatesi nel sottosuolo (grotte, inghiottitoi, pozzi verticali, ecc.)
Criptocarsismo (Cryptokarst)	Forme sviluppatesi per dissoluzione di strati di rocce carbonatiche al di sotto di una copertura permeabile ma non carsificabile (depressioni, condotti, pinnacoli, criptokarren, ecc.)

Tab.3.1 Tipologie e caratteri del carsismo nella letteratura europea (da Ford e Williams, 2007).

Nel presente studio si farà pertanto ricorso a tale riferimento schematico nella descrizione, interpretazione e rappresentazione delle morfologie carsiche.

3.b Le rocce carsiche ed il ruolo della dissoluzione chimica

L'evoluzione di un sistema carsico è strettamente connessa con le modalità con cui i caratteri superficiali o di sottosuolo propri delle rocce carsiche si sviluppano. Tali rocce hanno in comune la proprietà di essere specialmente solubili in acqua, ciò essendo particolarmente vero per le evaporiti ed i carbonati. I terreni carsici sono pure soggetti ad erosione per opera di altri processi naturali, ma è quello di soluzione (detto anche di corrosione) ad avere la maggiore efficacia e le forme risultanti sono proprio il risultato diretto od indiretto di tale processo dissolutivo. Quest'ultimo è essenzialmente favorito dalla compresenza di tre elementi: a) presenza di rocce ad elevata solubilità, ovvero principalmente evaporitiche (gesso, salgemma) e carbonatiche (calcarei, dolomie, marmi); b) presenza di acqua; c) presenza delle condizioni strutturali e tessiturali adatte: porosità secondaria (diaciasi, fratture, stratificazione) e permeabilità.

Tutte le rocce, in senso lato, sono solubili in acqua ma solo alcune portano, in opportune condizioni morfoclimatiche, allo sviluppo del tipico assetto idrologico e di forme carsiche: rocce carbonatiche (composte da calcite, dolomite, ecc.); rocce evaporitiche (composte da salgemma, gesso, anidrite etc.); quarziti o arenarie (composte da quarzo). La solubilità dei minerali in acqua è estremamente variabile (fig. 3.2). Essa è condizionata in misura importante dalle condizioni di

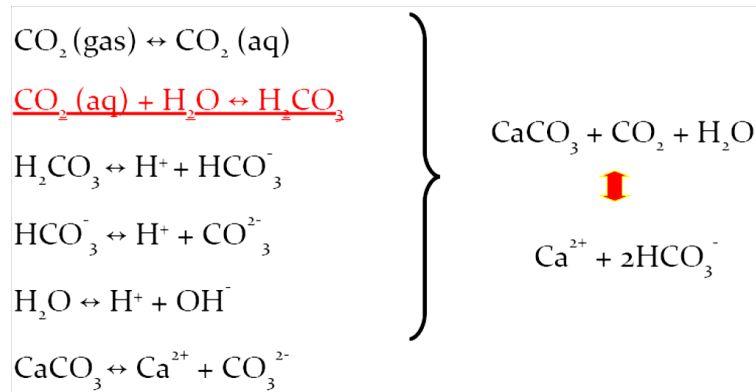
temperatura e pressione parziale dell'anidride carbonica (Pco_2) disciolta nel sistema. Ciò è particolarmente vero per i carbonati che, a parità di temperatura, per aumenti significativi di Pco_2 mostrano un notevole incremento della solubilità rispetto agli altri minerali. Ne discende, evidentemente, come la CO_2 disciolta abbia un ruolo decisivo nel processo di dissoluzione e, per esteso, nei processi di natura carsica (Ford e Williams, 2007).

Roccia	Resistenza alla compressione kg/cm^2	Tasso di residui insolubili %	Porosità media %	Minerali costitutivi	Solubilità	
					in acqua pura (a 25 °C) mg/l	in acqua pura, in equilibrio con una pCO_2 di 0,03 bar
calcari	valore medio: 960 (30-3600) (a)	2-20	0,5-10 (a)	calcite	8 (d)	230 (d)
dolomie	500-1750 (b)	1-5	1-10 (a)	dolomite		
marmi	valore medio: 1020 (310-2620) (a)		0,4-2 (a)	calcite	8 (d)	230 (d)
craie		<20	8-26 (a) 18-50 (b)	calcite	8 (d)	230 (d)
marne		>50	4-61 (b)	calcite argille	8 (d) <1	230 (d)
gesso				gesso	2070	2070
salgemma	275 (b)		0	halite	373 000 (c)	373 000 (c)
arenaria	80-2250 (b)	80-99	2-30	quarzo calcite argille	6 (c) 8 (d) <1	6 (c) 230 (d)
quarziti	260-3200		<1	quarzo	6 (c)	6 (c)

Fig.3.2 La solubilità dei minerali in acqua (da Collignon, 1992)

Come già sottolineato, in natura l'elevata solubilità delle rocce carbonatiche è imputabile principalmente alla presenza del biossido di carbonio (CO_2) che, andando in soluzione nell'acqua, forma acido carbonico (H_2CO_3) il quale, a sua volta, dissocia contribuendo a rendere acida la soluzione producendo protoni (H^+). L'anidride carbonica è presente nell'atmosfera e nell'aria contenuta nel suolo. La CO_2 rilevabile nel suolo è indubbiamente la più importante fonte di questo gas in grado di rendere le acque aggressive nei confronti delle rocce carbonatiche. La quantità di CO_2 in un suolo dipende da una serie di fattori limitanti, essenzialmente riconducibili a: *porosità del suolo; attività biologica in esso presente; temperatura; presenza di acqua; profondità di sviluppo del suolo*. Tali fattori indicano, chiaramente, come il tenore in CO_2 nei suoli dipenda largamente dalle caratteristiche pedologiche del substrato, dal clima e dalla stagione. In suoli ben sviluppati le attività biologiche, responsabili della produzione di CO_2 , sono molto intense soprattutto nell'orizzonte B. Tali attività si intensificano a temperature tra 20 e 65°C, mentre rallentano a temperature troppo basse. La CO_2 quindi viene prodotta a livello del suolo soprattutto durante la stagione calda, rallentando durante la stagione fredda. Nell'emisfero nord le massime concentrazioni di CO_2 nelle zone più superficiali delle aree carsiche (il cosiddetto **epicarso**) si riscontrano durante l'estate (luglio-settembre), mentre le minime corrispondono ai mesi di gennaio-marzo. Inoltre suoli troppo asciutti rallentano i processi di decomposizione mentre la produzione di CO_2 è ottimale con valori di umidità relativa tra 50 e 80% (Ford e Williams, 2007).

Le reazioni chimiche alla base della dissoluzione della calcite (CaCO_3) possono essere sintetizzate nel seguente modo:



Come già evidenziato, tutte queste reazioni sono influenzate dalla pressione parziale della CO_2 , dalla temperatura e dall'acidità (pH). La reazione più lenta è quella sottolineata in rosso che andrà a influire poi su tutte le altre reazioni. Un incremento significativo nel valore di CO_2 aumenta il potere solvente dell'acqua ma esistono altri fattori che influiscono, sia direttamente sia indirettamente, sulla solubilità di un carbonato in acqua (White, 1984). Questi fattori sono: temperatura; pressione; altri acidi (piogge acide, acidi organici, ossidazione di metalli, etc.); ione comune; forza ionica; accoppiamento ionico; effetti di miscelazione; presenza di elementi in tracce. Per ulteriori approfondimenti si rimanda a White (1984) e Ford e Williams (2007).

Un aspetto chiave nella comprensione dell'evoluzione di un paesaggio carsico (nella globalità delle sue componenti eso- ed endocarsiche) è indubbiamente legato all'intensità dei fenomeni di corrosione carsica. Per valutare l'intensità (e quindi la "velocità" dell'evoluzione carsica) alcuni autori (White, 1984; Ford e Williams, 2007) utilizzano il **tasso di degradazione** (*denudation rate*), espresso in m^3/km^2 all'anno o, equivalentemente, in $\text{mm}/1000$ anni. Questo valore dipende esclusivamente dalle condizioni climatiche dell'intorno (pluviometria, temperatura, evapotraspirazione) e dalla pressione parziale di CO_2 del sistema preso in esame. Il *tasso di degradazione* va d'altra parte distinto dal **tasso di dissoluzione** (*rate of solution*). Quest'ultimo si riferisce alla solubilità dei vari minerali in acqua ed i cui valori sono relativi ad un particolare insieme di date condizioni (in un tempo indefinito) e rappresentano uno stato di equilibrio chimico prodotto dalle stesse reazioni di dissoluzione. In geomorfologia il *tasso di dissoluzione* viene usato per stimare la degradazione chimica (perciò chiamata **solutional denudation rate**). Essa rappresenta solo una parte del tasso di degradazione (componente chimica). Quest'ultimo risulta, infatti, dalla somma teorica dei processi erosivi chimici e meccanici (fig. 3.3).



Fig.3.3 Schema concettuale del **tasso di degradazione** (*denudation rate*).

In relazione alla evidente maggiore semplicità nella stima dell'erosione chimica rispetto a quella meccanica, gran parte degli studi condotti sulla corrosione carsica esprimono valori propri del solo *solutional denudation rate*, sottostimando pertanto, (talora anche in misura significativa) la reale entità del fenomeno carsico (Ford e Williams, 2007).

Tenendo conto dei valori approssimativi del bilancio idrologico dell'area di studio (cfr. 2.a3) è possibile fornire una stima generica del suo tasso di dissoluzione generale, relativo, dunque, non

solo alle sole litologie più facilmente carsificabili, ma anche alle altre coperture sedimentarie. Inserendo il valore della quantità d'acqua effettivamente disponibile per il ruscellamento superficiale e l'infiltrazione calcolato in precedenza ($Q = 539,81$ mm/anno) nel grafico di fig. 3.4 (indicativo delle relazioni teoriche tra il tasso di dissoluzione dei calcari in funzione di un surplus idrico e la disponibilità di CO_2 nelle condizioni di un sistema aperto) e tenendo conto delle condizioni climatiche complessivamente temperate dell'area e del valore medio della temperatura nel trentennio 1971-2000 (con $T = 14,851$ °C), si ottiene un valore approssimativo del **tasso di degradazione chimica** pari a circa **40 mm/1000 anni**. Alcune considerazioni sono tuttavia evidenti. In primo luogo si tratta di una stima media, estesa all'intera varietà dei litotipi affioranti nell'area di studio, dunque non relazionata alla dissoluzione dei soli carbonati. In secondo luogo questo dato è, naturalmente, solo una parte del sicuramente più grande tasso di degradazione. Nell'area sono molto importanti per numero ed estensione le evidenze morfologiche di processi meccanici di degradazione meteorica (crolli, coni di deiezione, ecc.), pertanto presupponendo un contributo non trascurabile di tali meccanismi alla rimozione di significativi volumi di roccia. Infine tale risultato è sostanzialmente comparabile (tenendo pur conto di quanto appena asserito) con quelli ottenuti da Garay *et al.* (1988) e da Garay e Morell (1989) i quali forniscono per la sorgente del Gato (ovvero per il sistema endocarsico della Sierra de Libar) un valore del tasso di dissoluzione specifica pari a 50 mm/1000 anni.

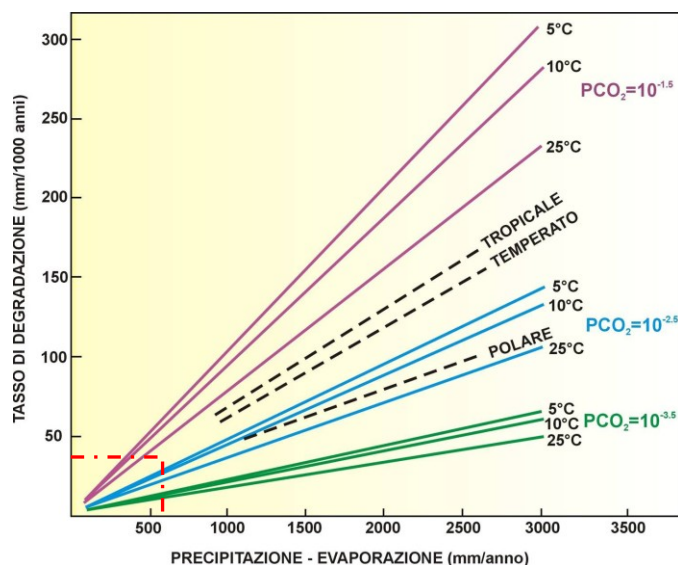


Fig.3.4 Rappresentazione grafica delle relazioni teoriche tra il tasso di dissoluzione dei calcari in funzione di un surplus idrico e la disponibilità di CO_2 nelle condizioni di un sistema aperto (modificato da Ford e Williams, 1989)

In conclusione è possibile definire una serie di fattori che innescano il processo di dissoluzione e l'evolversi dei fenomeni carsici fino a produrre le morfologie caratteristiche che meglio verranno dettagliate in seguito. In questo elenco includiamo:

- a) *Grado di purezza della roccia.* La presenza di impurità composizionali riduce l'effetto dei fenomeni di dissoluzione carsica.
- b) *Grado di fratturazione.* La presenza di fratture incrementa la porosità secondaria dell'ammasso roccioso consentendo una più efficace circolazione idrica e, quindi, un progressivo allargamento e sviluppo delle stesse a formare estesi sistemi endocarsici.
- c) *Neotettonica.* La presenza di dislocazioni tettoniche di recente attività garantisce un incremento della permeabilità dell'ammasso roccioso.

- d) *Disponibilità di acqua*. Sia di derivazione meteorica che allogenica, la disponibilità di importanti risorse idriche garantisce la persistenza dei fenomeni carsici.
- e) *Basse Temperature*. Nella cinetica delle reazioni chimiche, le basse temperature rendono la CO₂ più solubile in acqua.
- f) *Presenza di vegetazione*.
- g) *Gradiente idraulico*. Favorisce in maniera decisiva l'evolversi delle reti di drenaggio carsico sia superficiale che sotterraneo.

Nel giustificare e sottolineare l'importanza e la preponderanza dei fenomeni carsici nell'area di studio si terrà necessariamente conto di questi fattori e, per altro, verrà osservato come la loro interrelazione e variabilità sia stata decisiva nella modellazione ed evoluzione delle morfologie carsiche della Sierra de Grazalema.

3.c Morfostrutture carsiche

Un *sistema carsico* è, nella sua accezione più ampia, l'insieme delle forme superficiali e sotterranee prodotte dai processi carsici, o da processi da essi indotti, la cui funzione è quella di drenare le acque sotterranee da una determinata area verso una sorgente carsica (Piccini, 1999). Si tratta quindi di un particolare tipo di sistema idrogeologico, in cui la *componente sotterranea del deflusso* è dominante. La struttura di un sistema carsico dipende da molteplici componenti, il cui ruolo può essere sostanzialmente *passivo* (caratteristiche geologiche) o *attivo* (condizioni ambientali). La formazione di un sistema carsico in una determinata area geografica con un certo tipo di clima dipende principalmente da fattori di natura idrogeologica. Tra le discriminanti maggiormente influenti distinguiamo la provenienza dell'acqua (profonda o superficiale) e la quantità di essa che s'introduce nel sistema in funzione dello spazio e del tempo (Piccini, 1999).

La maggior parte dei sistemi carsici che conosciamo si genera dall'azione combinata di dissoluzione e corrosione carsica ed erosione per opera delle acque meteoriche (*epigeniche*) che si muovono per gravità dai punti d'infiltrazione verso i punti di recapito (*risorgive e sorgenti carsiche*).

Il *grado di carsificabilità* di un sistema carsico è direttamente legato alla sua più intima natura litologica. Piccini (1999) definisce un grado di carsificabilità dei sistemi carsici distinguendo tre livelli in funzione del tipo di roccia: a) **Alto** (calcari massicci o a strati spessi e marmi); b) **Medio** (calcari a strati sottili, calcareniti, calcari selciferi e dolomie); c) **Basso** (calcari marnosi, calcescisti, calcari selciferi metamorfici, calcari cataclasati).

La *struttura* di un sistema carsico dipende, invece, principalmente da tre insiemi di fattori, la cui eventuale compresenza svolge un ruolo determinante nel definire l'assetto complessivo dei massicci carsici (Piccini, 1999).

Tali insiemi sono riconducibili a: 1) *Caratteristiche e orientamento delle discontinuità* (superfici di strato, fratture, diaclasi, faglie, clivaggio); 2) *Assetto macrostrutturale* (tabulare, omoclinale o a pieghe); 3) *Tipo di alimentazione e di circolazione idrica* (allogenica, locale, per travaso o diffusa, ipogenica, libera, semi confinata, confinata).

Per quanto concerne il punto 1), le discontinuità litologiche presenti in un ammasso roccioso sono legate alla:

- a. *Stratificazione ed inclinazione* (superfici primarie di deposizione) - La permeabilità aumenta quando i pacchi di strati sono stati oggetto di movimenti differenziali (pieghe) producendo linee di flusso d'interstato;
- b. *Fratturazione* (superfici secondarie prodotte per rottura meccanica) - Le fratture (o diaclasi) producono maggiore conducibilità idraulica. Il *grado di fratturazione superficiale*

influenza in modo determinante lo sviluppo di forme esocarsiche. Se la conducibilità idraulica è alta si ha la formazione di cavità a pozzo, se la conducibilità è più bassa si formano in genere ampie depressioni poco accentuate, centrate sulle zone più fratturate. Il *grado di fratturazione in profondità* condiziona la permeabilità verticale della zona vadosa (ovvero di percolazione) dell'ammasso roccioso. In condizioni di bassa permeabilità verticale avremo la formazione di sistemi gerarchizzati (ad albero). Di contro, in condizioni di elevata permeabilità verticale avremo numerose vie parallele confluenti direttamente nella zona satura.

- c. *Clivaggio* (ossia le superfici secondarie in rocce deformate prodotte da sforzi di taglio e/o compressivi). Tali superfici contribuiscono significativamente all'incremento della conducibilità idraulica.

Passando al punto 2), sarà sufficiente osservare come l'assetto strutturale alla macro-scala influenza la configurazione dei sistemi carsici (Piccini, 1999). In particolare si possono riconoscere tre assetti geologico-strutturali caratteristici (fig.3.5):

- A. *Assetto a strati orizzontali (o tabulare)*: si ha quando la stratificazione è grossomodo orizzontale. L'andamento in sezione è condizionato dalla presenza di livelli a minore permeabilità. Il sistema carsico assume un tipico profilo a gradini.
- B. *Assetto a strati inclinati (od omoclinale)*: si verifica quando gli strati sono inclinati in modo omogeneo. L'eventuale presenza di piani a sviluppo orizzontale, al di sopra della quota di base attuale, indica in genere l'esistenza di livelli paleofreatici in corrispondenza di antichi livelli di base. L'andamento è spesso condizionato dalla presenza di livelli a minore permeabilità, su cui poggiano i condotti freatico-vadosi.
- C. *Assetto a pieghe*: è riconoscibile quando gli strati formano caratteristiche strutture plicative.

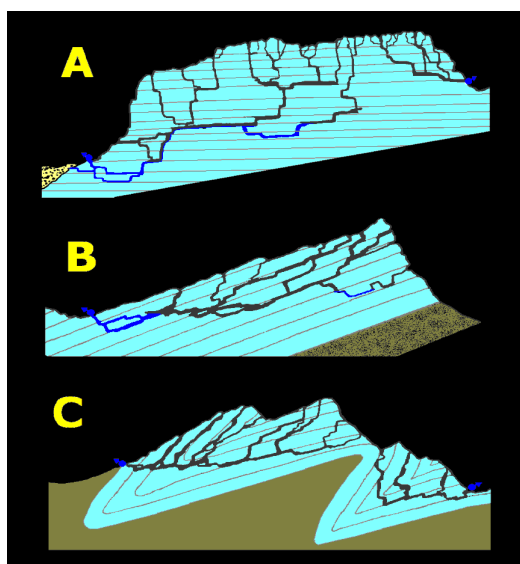


Fig.3.5 Assetti geologico-strutturali caratteristici dei sistemi carsici (Piccini, 2009)

In generale, l'andamento di un sistema carsico segue tanto più la struttura quanto minore è la permeabilità delle fratture (Piccini, 1999). Anche per questo l'effetto della struttura si fa sentire maggiormente in profondità piuttosto che nelle zone vicine alla superficie. D'altra parte, i rapporti spaziali che esistono tra le varie successioni litologiche all'interno di una struttura carsica influenzano pure la geometria degli acquiferi carsici (oltre che i rapporti geometrici tra corpi idrici confinanti) e, naturalmente, controllano la presenza di zone a differente grado di carsificabilità.

3.d Morfologie carsiche

Come già sintetizzato nella tabella 3.1, la stragrande varietà di forme carsiche è usualmente raggruppata in tre categorie di riferimento: *endocarsismo*, *esocarsismo* e *criptocarsismo*. A seguire verrà presentata una breve rassegna dei caratteri salienti delle morfologie appartenenti ad ciascun gruppo e meglio rappresentate nell'ambito della zona di studio.

3.d1 Endocarsismo

Tra le *forme endocarsiche* vanno incluse tutte le morfologie legate alla dissoluzione di ammassi rocciosi nel sottosuolo. Si tratta, essenzialmente, di *grotte*, *inghiottitoi*, *pozzi verticali*, *condotti*, *passaggi* o, più genericamente, delle cosiddette *morfologie ipogee*. Il processo chimico-fisico che ne determina la formazione ed il progressivo sviluppo va sotto il nome di **Speleogenesi**. Etimologicamente la *Speleogenesi* indica proprio all'origine delle grotte (Klimchouk *et al.*, 2000). In un senso più ampio il termine fa riferimento all'intera storia delle grotte e delle forme ipogee, dalla loro gestazione all'obliterazione finale (per riempimento completo o semplice decadimento dei processi dissolutivi/concrezionali), e ai fattori che guidano tali processi.

Secondo l'*International Speleological Union* (I.S.U), le **grotte** sono delle aperture naturali in roccia del sottosuolo larghe a sufficienza per l'ingresso di una persona. Tenendo conto del processo speleogenetico, Ford e Williams (2007) ritengono che una grotta carsica è un'apertura allargata dalla dissoluzione fino ad un diametro sufficiente per il superamento delle condizioni idrodinamiche del flusso che la attraversa, ovvero un condotto di 5-15 millimetri in diametro od ampiezza (soglia per il passaggio da flusso laminare a turbolento). I sistemi carsici sono, in definitiva, degli insiemi organizzati di condotti, prodotti da processi di dissoluzione (corrosione) e di erosione. Le caratteristiche morfologiche dei condotti carsici si manifestano sia a *scala media* (legate alla geometria del condotto stesso e in particolare alla sua sezione trasversale) e a *scala piccola* (relative alla struttura delle pareti in roccia, ovvero alle forme parietali).

Una prima classificazione (Piccini, 2009) può essere fatta sulla base del processo morfogenetico: forme di dissoluzione o precipitazione (forme carsiche s.s.); forme dovute all'azione meccanica delle acque correnti; forme dovute all'azione meccanica di ghiaccio o neve; forme dovute alla gravità. Per tutte queste categorie esistono sia forme di demolizione (o erosione s.l.) che di deposizione. Gran parte delle forme ipogee è dovuta all'azione dell'acqua, sia attraverso processi dissolutivi che meccanici (erosione s.s.). Nei sistemi carsici si riconoscono tre situazioni tipiche (fig. 3.6), caratterizzate da flussi idrici in condizioni idrodinamiche diverse: *zona vadosa* (detta anche di trasferimento o di scorrimento a pelo libero); *zona epifreatica* (o di oscillazione piezometrica); *zona freatica* (più propriamente *zona satura* o di flusso a pieno carico). In questi tre ambienti, i cui limiti non sono sempre facilmente identificabili, sono riconoscibili diverse caratteristiche morfologiche in funzione delle diverse modalità di flusso.

La forma dei condotti assume particolari configurazioni in funzione del regime idrologico dominante e del carico litostatico. Nella *zona vadosa*, o di flusso a pelo libero, i condotti assumono in genere andamento verticale con forme molto variabili, e prendono il nome generico di **pozzi** (di percolazione lineare, puntuali con retrocessione, a "cascata" con forme da arretramento). In condizioni di bassa penetrabilità verticale del corpo roccioso (fratturazione poco sviluppata) o di basso gradiente idraulico, si formano *forre* e *meandri* (Piccini, 2009). La *zona epifreatica* è soggetta sia a scorrimento a pelo libero sia a pieno carico. I condotti tendono ad avere andamento orizzontale; le sezioni sono assai variabili e tendono a essere influenzate dalla struttura. Le forme più tipiche sono le *forre* e i *canyon* (Piccini, 2009). La *zona satura* è invece caratterizzata da flussi solitamente lenti in condizioni di totale saturazione e con pressioni elevate. Queste condizioni influenzano significativamente la forma dei condotti (fig. 3.7), che ten-

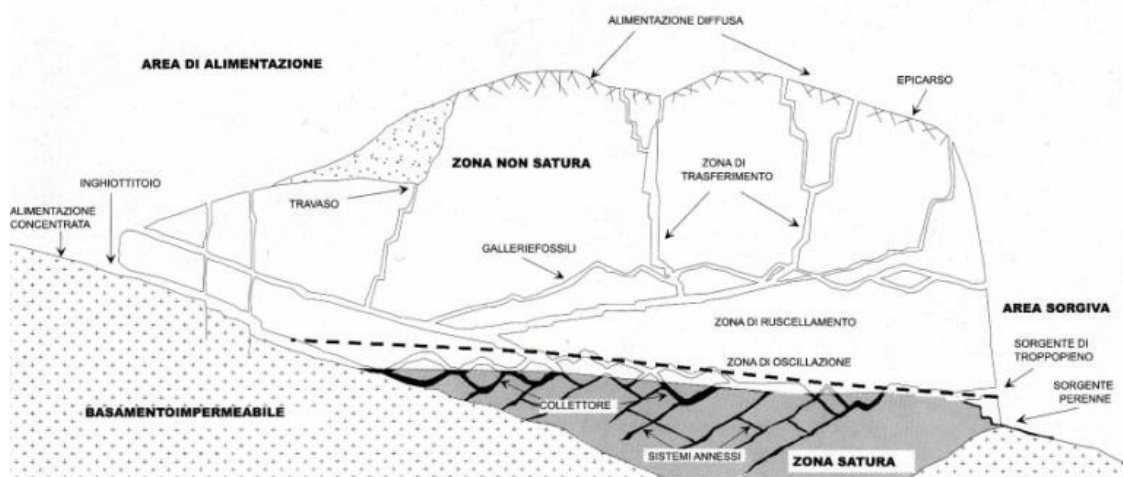


Fig.3.6 Zonazione di un sistema carsico

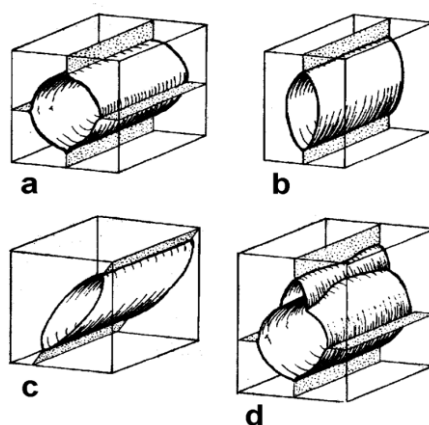


Fig.3.7 Morfologia dei condotti freatici in funzione del diverso controllo strutturale (da Piccini, 2009).

de ad essere regolare con profili da circolari a ellittici, più o meno eccentrici. La maggiore o minore eccentricità dipende dalla permeabilità della discontinuità e quindi, spesso, dal carico litostatico. Con forti spessori di roccia si hanno condotti a sezione circolare, mentre con spessori modesti si hanno condotti a sezione fortemente ellittica.

Per quanto riguarda la straordinaria varietà di *microforme ipogee* (ovvero le forme presenti sulle pareti dei condotti dei sistemi endocarsici), essa è pure condizionata, in gran parte, dalle condizioni di flusso idrodinamico. Si tratta soprattutto di forme dovute a fenomeni di dissoluzione, ma localmente possono avere avuto un ruolo rilevante anche processi d'erosione meccanica (Piccini, 2009). In fig. 3.8 sono indicate le principali forme di demolizione dovute all'azione delle acque.

Nell'ambito delle morfologie ipogee vanno anche incluse le forme prodotte da fenomeni gravitativi. I vuoti sotterranei sono soggetti a fenomeni di collasso in funzione delle loro dimensioni e delle caratteristiche geomeccaniche della roccia. I crolli modificano la forma dei condotti, tendendo, in condizioni isostatiche, a forme stabili (a cupola).

Infine, prodotte da processi "costruttivi" delle acque sovrassature in CaCO_3 degli ambienti di grotta, menzioniamo gli speleotemi e le concrezioni. La loro morfologia è controllata esclusivamente dal tipo di moto del fluido che le genera (fig. 3.9).

Condizioni	Flusso	Dissoluzione prev.	Erosione prev.
Vadose	sgocciolamento	fori di gocciolamento	
	flusso a rivoli	solchi di ruscellamento	
	flusso incanalato	solchi parietali solchi di getto	canali pavimentali forre marmitte lame (pinne)
Epifreatiche	tra roccia e depositi	anastomosi canali di volta	pendenti solchi di livello
	libero	solchi di battente <i>scallop</i> piccoli cupole vaschette di ristagno	
Freatiche	a pieno carico	<i>scallop</i> grandi alveoli - <i>spongework</i> cupole solchi di flusso	

Fig.3.8 Schema classificativo delle forme di demolizione dovute all'azione delle acque (da Piccini, 2009).

Moto dell'acqua	Principali forme risultanti
caduta	Stalattiti, tubolari, vele
Gocciolamento impatto	Stalagmiti, conuliti, cerchi da splash
Scorrimento	Crostoni, colonne, barriere, <i>moonmilk</i>
Sommersione	Pisoliti, <i>cave clouds</i> , coralloidi, <i>moonmilk</i>
Saliente	Geysermiti
Evaporazione	Cristalli flottanti, coralloidi, <i>trays</i>
Capillarità	Eccentriche, dischi, coralloidi
Condensazione	<i>Rims</i> , <i>boxworks</i> , coralloidi, <i>moonmilk</i>

Fig.3.9 Morfologie concrezionali in funzione del tipo di moto di fluido che le genera (da Piccini, 2009).

3.d2 Esocarsismo

Appartengono a questa categoria tutte le morfologie carsiche sviluppatesi in superficie ed eventualmente correlate con sistemi endocarsici. Dal punto di vista dimensionale è possibile caratterizzarle in: *microforme* (fra millimetriche e centimetriche); *piccole forme* (fra centimetriche e metriche); *mesoforme* (da metriche a ettometriche); *macroforme* (da ettometriche a chilometriche). Gran parte delle morfologie carsiche di superficie distinguibili nell'area di studio appartengono alle ultime tre categorie.

Tra le meso- e le macroforme (pure rilevabili nella zona di indagine) vanno annoverate, secondo Sauro (2004): *doline*, *polje*, *forme di origine mista* (fluviocarsiche, carsico-periglaciali, tettono-carsiche). Alle microforme e alle piccole forme appartengono genericamente i *karren*.

a) Doline

La forma carsica superficiale più tipica ed emblematica del paesaggio carsico è la **dolina** (o *sinkhole*). Essa rappresenta una depressione chiusa a contorno circolare (o subcircolare) o allungato, con diametro massimo compreso tra pochi metri e oltre un chilometro, con fondo drenante, formatasi direttamente o indirettamente in seguito a processi di soluzione, e pertanto di norma priva di un corpo d'acqua (come un lago o stagno) ospitato al suo interno. Per comprenderne lo sviluppo è necessario esaminare dettagliatamente: morfologia e dimensioni; posizione e relazioni con il contesto topografico e geomorfologico; struttura; comportamento idrologico e processi di dissoluzione relazionati; ulteriori processi che prendono parte alla sua evoluzione; morfologie caratteristiche di determinate contesti ambientali (Sauro, 2004). In relazione ai parametri morfometrici ed al meccanismo formazionale, esiste una vasta letteratura e nomenclatura (Sauro, 2003). Tali parametri, tuttavia, non aiutano nella discriminazione delle doline da altre depressioni carsiche. Sauro (2003) ricorre ad un criterio classificativo relazionato al meccanismo genetico di tali depressioni per distinguere cinque categorie principali: a) “**normali**” o di *corrosione accelerata*; b) di **crollò**; c) di **subsidenza**; d) nelle **coperture**; e) di **intersezione** (fig. 3.10).

Se si considera il tipo a e si tiene conto del comportamento idrologico e dei processi di dissoluzione relazionati, è allora possibile distinguere tre ulteriori casi (fig. 3.11 e fig.3.12): 1. **doline di depressione idrogeologica** (*drawdown doline*); 2. **doline di ricarica puntuale** (*point recharge doline*); 3. **doline di intercettazione di strutture idrogeologiche** (*inception doline*). Nel dettaglio, nelle *doline di depressione idrogeologica* (o anche di *corrosione accelerata*) la zona più superficiale della roccia solubile (*epicarso*) svolge un ruolo fondamentale. Tale zona idrogeologica tende infatti a saturarsi d'acqua nei periodi piovosi e a disseccarsi nei periodi asciutti (Sauro, 2003). Nell'area di convergenza idrologica la soluzione risulta quindi “accelerata” e la superficie topografica si abbassa più velocemente di quella circostante. Le *doline di ricarica puntuale* si originano in corrispondenza dell'inghiottitoio di un piccolo corso d'acqua, generalmente effimero generato durante eventi precipitazionali intensi. L'inghiottitoio viene alimentato anche dai deflussi superficiali provenienti dai versanti della doline. È evidente che questo tipo di dolina presenta analogie con una piccola valle cieca, nel cui ambito può anche venirsi a trovare (Sauro, 2003). Le *doline di intercettazione di strutture idrogeologiche* (dette anche *doline preformate*) sono il risultato di una focalizzazione del drenaggio determinata da una particolare situazione litologico-strutturale (presenza di un livello impermeabile con scarsa permeabilità o contatto stratigrafico tra due formazioni diversamente fratturate).

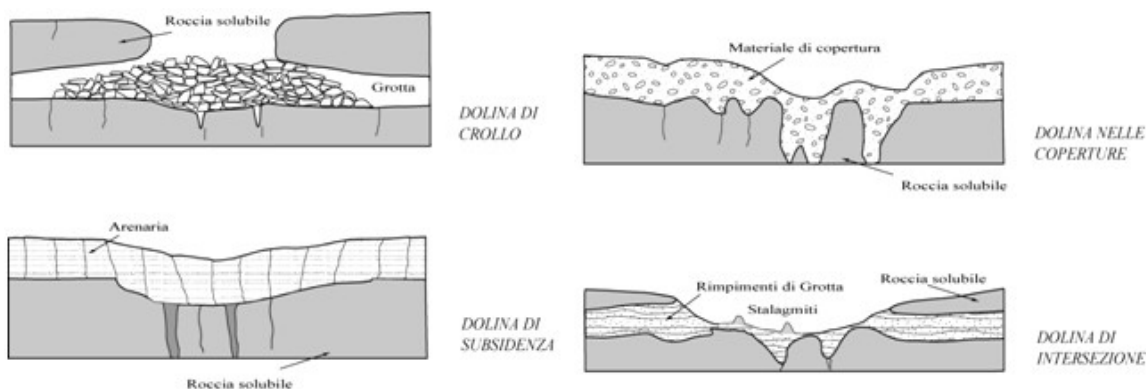


Fig.3.10 Rappresentazione delle quattro principali categorie di doline in funzione del meccanismo genetico (da Sauro, 2003).

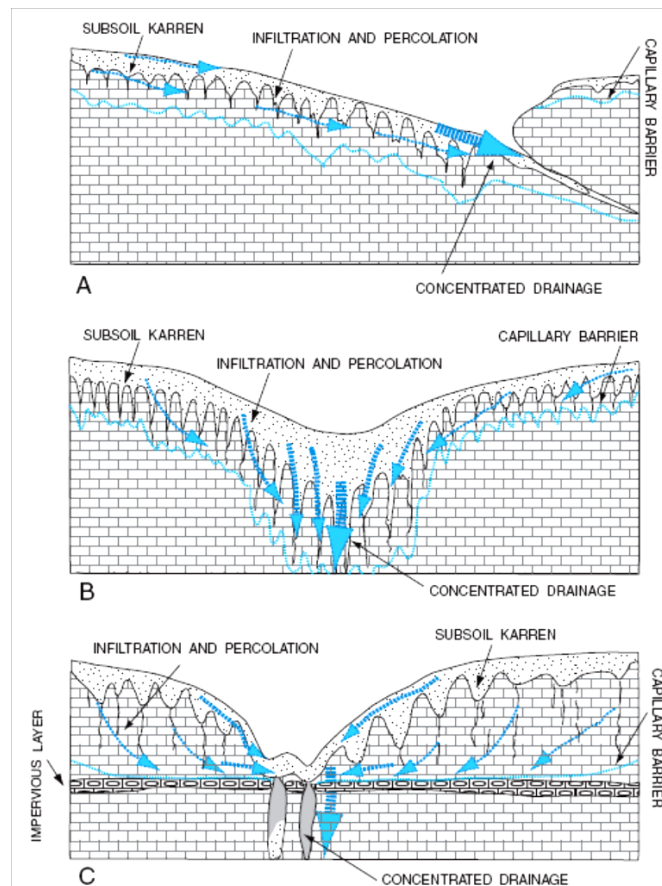


Fig.3.11 Tipologie di doline normali (o di corrosione accelerata) in funzione del comportamento idrologico: A. dolina di ricarica puntuale; B. dolina di depressione idrogeologica; C. dolina di intercettazione di strutture idrogeologiche (da Sauro, 2003).

Le altre doline classificate secondo criterio il genetico sono:

- *Doline di crollo*: genericamente legate al crollo del soffitto di una cavità sotterranea, presentano una tipica forma a pozzo (doline cilindriche) evolvendosi nel tempo in forme coniche;
- *Doline di subsidenza*: sono depressioni chiuse, presenti nell'ambito di rocce non carsificabili e poco carsificabili, causate dalla subsidenza conseguente la soluzione di una roccia solubile profonda. Possono essere ampie e ospitare al loro interno un lago.
- *Doline nelle coperture*: sono forme simili a doline presenti all'interno di sedimenti di tipi diversi (alluvionali, morenici, eolici, colluviali, etc.), i quali coprono rocce carsificate. Cavità carsiche sottostanti possono drenare parzialmente i materiali di copertura, provocando la formazione di conche imbutiformi al loro interno.
- *Doline di intersezione*: sono il risultato dell'intersezione di una grotta fossile (*unroofed cave*), cioè di un vano carsico sotterraneo riempito di sedimenti, in seguito all'abbassamento della superficie topografica. Spesso può verificarsi la riattivazione della circolazione idrica, con parziale evacuazione dei materiali di riempimento, determinando la formazione di una depressione chiusa, spesso allungata, sul cui fondo possono emergere stalagmiti e colate concrezionali.

Le doline si presentano comunemente in popolazioni di numero e densità estremamente variabili (da alcune a 200 per km² secondo Sauro, 2004). La densità risulta strettamente connessa alla superficie del versante. A deboli pendenze corrisponde una maggiore densità di doline rispetto ai versanti più ripidi (ove sono praticamente assenti). In funzione della distribuzione spaziale delle doline è possibile distinguere due tipi di *plateau* carsici: uno caratterizzato da doline isolate

(*classical karst type*) ed uno con un sistema di doline organizzato a “nido d’ape” (*honeycomb o polygonal type*). Distribuzioni intermedie sono più comunemente osservabili (Sauro, 2004). L’organizzazione spaziale delle doline è poi intimamente influenzata dai sistemi di fratture maggiori. Idealmente il centro delle doline è posizionato all’intersezione fra due o più fratture, così come allineamenti caratteristici sono rilevabili lungo linee di faglia (specialmente quando le dislocazioni sono connesse ad uno stile tettonico distensivo responsabile del contatto tra unità rocciose distinte) o sul fondo di valli secche (Sauro, 2004).



Fig.3.12 *In alto a sinistra: dolina di depressione idrogeologica all’intersezione di due importanti direttrici strutturali (pressi di Cortes de la Frontera). In alto a destra: dolina di depressione idrogeologica (Charca Verde, fianco meridionale del Reloj). In basso: dolina nelle coperture nei pressi del polje di Burfo (Montejaque).*

Nel paesaggio carsico è poi comune riconoscere depressioni chiuse poligenetiche e composite. Nella letteratura internazionale queste ampie depressioni (che non mostrano aspetti morfologici propri delle doline) sono conosciute tradizionalmente con il nome di **uvala**. Si tratta di una forma composta originatasi dalla fusione di forme chiuse più semplici, spesso dalla coalescenza di più doline (Sauro, 2004; Williams, 2004).

In conclusione, una dolina può ritenersi al contempo una morfologia tridimensionale ed un geosistema multicomponente (Sauro, 2004) che consiste di alcuni elementi di spessori variabile (suolo, depositi superficiali, riempimenti ed epicarso). Se da un lato il suo sviluppo è innescato da un’interazione combinata dei processi idrologici e dissolutivi, dall’altro ulteriori processi antagonisti possono svolgere un ruolo significativo nella sua evoluzione. In particolare, il suolo

svolge una funzione congiunta nell'arricchire l'acqua di CO₂. I riempimenti delle doline, al contrario, agiscono come fattore antagonista nel rallentare l'infiltrazione nell'epicarso e, se hanno una componente carbonatica, sono in grado di incrementare i valori di pH, diminuendo in tal modo il potenziale dissolutivo della roccia solida sottostante. In assenza di una copertura pedologica, d'altra parte, le doline non riescono a sviluppare la caratteristica forma a ciotola o imbuto, come evidenziano le depressioni irregolari del carso nudo di alta montagna. Pertanto, i suoli e gli altri depositi superficiali hanno una notevole valenza nell'evoluzione morfologica delle doline (Sauro, 2004).

b) Polje

I *polje* (dal termine sloveno genericamente indicativo di un "campo piano") sono le macroforme carsiche di maggior estensione. Essi vengono usualmente descritti come delle ampie depressioni chiuse su terreni carsici e con fondo piano (Ford e Williams, 2007). Gams (1978) stabilisce tre elementi discriminanti nel caratterizzare una depressione carsica come un polje: 1) un fondo piano su roccia (eventualmente terrazzata o a ripiani) o su sedimenti non consolidati (tipo *alluvium*); 2) un bacino chiuso con un fianco marginale a sviluppo ripido; 3) un drenaggio carsico. Tale autore definisce anche un limite morfometrico, ovvero un'ampiezza di almeno 400 metri per il fondo piano. Frelih (2003), Nicod (2003), Sauro (2004) e Ford e Williams (2007) riconoscono l'arbitrarietà di tale parametro, considerando essenziale il meccanismo genetico-formazionale di questa tipologia di depressione carsica quale criterio classificativo. Indipendentemente dagli aspetti distintivi, lo sviluppo di tutti i polje è essenzialmente legato all'oscillazione della locale tavola d'acqua, sebbene questa possa in qualche caso anche essere sospesa e successivi eventi (sollevamento tettonico e carsificazione) possono aver separato il fondo del polje dalla posizione contemporanea del livello piezometrico (Ford e Williams, 2007). Se tale livello a basso gradiente idraulico è prossimo a quello della superficie del polje, i fenomeni di *spianamento laterale* fluviale (per corrosione e corrasione) e di *accumulo* sono preponderanti rispetto a quelli di incisione. Ciò giustifica la formazione di fondi piani piuttosto che di valli. L'importanza relativa dei processi tettonici e di spianamento nello sviluppo di un polje è estremamente variabile, sebbene nella maggioranza dei casi entrambi sembrano svolgere un ruolo decisivo (Gracia *et al.*, 2003; Sauro, 2004; Ford e Williams, 2007). I polje sono, infatti, frequentemente allineati lungo direttrici strutturali ed assi di pieghe, con una forma allungata ed un corso fluviale superficiale che tende a fluire occasionalmente lungo tali assi (Bonacci, 2004). Dal punto di vista geomorfologico, gran parte dei polje corrisponde a depressioni tettoniche (graben, depressioni fagliate ad alto angolo, bacini di pull-apart, ecc., cfr. 5.a2). Tali dislocazioni permettono spesso il contatto tra volumi di rocce con differenti permeabilità e, conseguentemente, portano a condizioni di contatto litologico talora molto netto (Sauro, 2004). Secondo Trudgill (1985) vi sono due fattori che influenzano la formazione di queste depressioni: la presenza (come già osservato) di una superficie di spianamento laterale posta al livello medio della tavola d'acqua nei sedimenti e l'accumulo dei sedimenti stessi. Solitamente sono i depositi superficiali di età neogenico-quadernaria (tipo *terra rossa*) ad accumularsi sul fondo dei polje (Bonacci, 2004). In aggiunta, i polje mostrano complessi elementi e caratteristiche idrologiche ed idrogeologiche, come sorgenti temporanee o permanenti, corsi d'acqua permanenti od occasionali, inghiottitoi (o *ponor*, nella terminologia slava, solitamente in posizione laterale) ed *estavelles* (ovvero aperture che possono fungere alternativamente da sorgente o da inghiottitoio in funzione dell'altezza della tavola d'acqua e che, spesso, occupano la parte centrale del fondo). Dal punto di vista idrologico, un polje è solo parte di un più ampio e complesso sistema, ovvero esso può ritenersi un sottosistema nel processo di deflusso superficiale o sotterraneo attraverso un massiccio carsico (Bonacci, 2004). Pertanto, in funzione del loro regime idrologico (afflussi/deflussi) Bonacci (2004) distingue quattro tipi base:

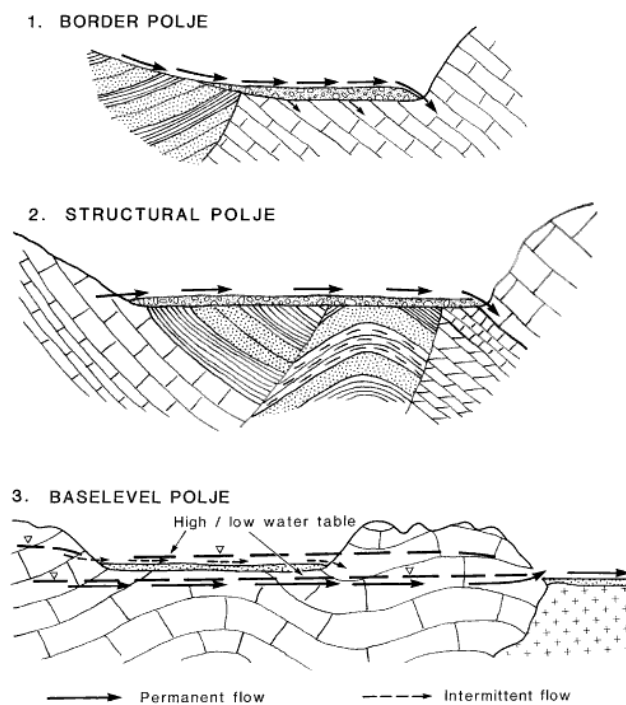


Fig.3.13 Tipi fondamentali di polje secondo Ford e Williams (2007).

a) *polje chiusi*; b) *polje aperti a monte*; c) *polje aperti a valle* e d) *polje aperti a monte e a valle*. Di contro, tenendo conto della loro posizione e del loro funzionamento, Gams (1978) definisce: a) *polje marginale* (border polje), al contatto geologico attraverso cui riceve i deflussi allogenic; b) *polje pedemontano* (piedmont polje), in una valle alluvionale posizionata al di sotto di un terreno glaciale; c) *polje di inondazione* (overflow polje), in cui il fondo è occupato da una coltre a bassa permeabilità che costringe il deflusso superficiale verso gli inghiottitoi laterali; d) *polje di livello di base* (o di tavola d'acqua, baselevel polje), nei quali il fondo è interamente scolpito su rocce carsiche ed localizzato nella zona epifreatica. Le cinque categorie distintive di Gams (1978) vengono ridotte da Ford e Williams (2007) a tre tipi classificativi (fig. 3.13):

- **Polje marginale** (*border poljes*). In essi è dominante l'apporto allogenic, in particolare dove la zona di oscillazione della tavola d'acqua nelle rocce non carsificabili si estende sui calcari. Ciò fa sì che il deflusso allogenic si mantenga in superficie e che lo spianamento laterale e l'alluvionamento prevalgano sull'incisione fluviale. I depositi del fondo sigillano parzialmente i calcari sottostanti e promuovono lo stazionamento alto della superficie piezometrica (sebbene possano esservi fughe a monte dell'inghiottitoio). Questo tipo di polje è comune in zone pedemontane di contatto, ove importanti sono gli apporti terrigeni dei fiumi (fig. 3.14).
- **Polje strutturali** (*structural poljes*). Sono spesso associati a graben, semigraben o depressioni strutturali ad alto angolo di faglia e circondati da ammassi rocciosi compatti o poco permeabili (dolomie). Hanno una forma allungata nella direzione del controllo strutturale, sebbene il loro limite tettonico possa essere sensibilmente modificato dallo spianamento su rocce carsiche (fig. 3.14). Anche in questi polje la tavola d'acqua è superficiale a causa della bassa permeabilità dell'insieme. L'acqua defluisce dal bacino nei punti in cui il gradiente idraulico è maggiore, solitamente sul lato fagliato e con le rocce carsificabili (al punto che vi possono essere numerosi *ponor* lungo tale allineamento). Il fondo piano, infine, è solitamente il risultato della progressiva aggradazione di sedimenti neogenici (terrigeni o lacustri) che spesso

ammantano una topografia irregolare e, in alcuni casi, possono raggiungere significativi spessori.



Fig.3.14 *In alto*: Llanos de Libar (Montejaque), un polje strutturale la cui evoluzione è controllata principalmente dalla tettonica. *Al centro*: polje del Navazo Chico (Villaluenga del Rosario), piano carsico strutturale in una piccola depressione fagliata ad alto angolo e con cavità assorbente funzionale (*ponor*). *In basso*: Llanos del Republicano (Villaluenga del Rosario), un chiaro esempio di *polje marginale*.

- ***Polje di livello di base (baselevel polje)***. Controllati dall'oscillazione della tavola d'acqua, si formano quando la dissoluzione abbassa la superficie carsica al livello epifreatico regionale. Tipicamente il loro sviluppo avviene sul bordo interno o esterno dei sistemi carsici. Originandosi in un contesto autogenico e dal momento che il controllo geologico e l'apporto dei deflussi esterni è praticamente assente, vengono considerati come la forma più pura di polje. Nel caso in cui il progressivo denudamento giunge ad erodere parte del terreno al di sotto della tavola d'acqua, dei flussi sotterranei possono essere esposti e scorrere attraverso la superficie. L'intensa azione di spianamento laterale (piuttosto che verticale) determina la formazione di una piana

alluvionale interna alla depressione ed interamente incisa su rocce carbonatiche, sebbene queste possano essere ricoperte da una coltre alluvionale.

Gran parte dei polje è sottoposta all'inondamento del fondo a seguito di fenomeni stagionali o precipitazionali estremi. Sia in contesto tropicale che temperato, frequenti sono poi le evidenze morfologiche degli effetti dei cambi climatici quaternari. Questi coincidono spesso con episodi di sedimentazione accelerata, formazione di conoidi detritiche od incisioni torrentizie, inversione del flusso superficiale e del funzionamento idrologico degli inghiottitoi (Ford e Williams, 2007). Conseguentemente si ha la formazione di terrazzi alluvionali e di corrosione (Gracia *et al.*, 2003).

c) Forme di origine mista

Oltre alle doline ed ai polje, alle medie e alte latitudini è possibile individuare morfologie di origine mista che possono essere definite a seconda dei casi: a) **fluviocarsiche**; b) **glaciocarsiche**; c) **carsico-periglaciali**; d) **carsico-costiere**; e) **tettono-carsiche**. Si tratta di forme che si evolvono per effetto di un insieme di processi che possono combinarsi o alternarsi nel tempo. Nel contesto della Serrania de Grazalema, particolare rilevanza hanno le morfologie appartenenti al primo e terzo gruppo (fig. 3.15).

Forme fluviocarsiche

Altresì note come *valli carsiche*, esse rappresentano le forme più importanti del paesaggio carsico non prodotte da processi carsici (Sweeting, 1981). Generalmente appartengono a questa categoria:

- Valle cieca (*blind valley*). Corrisponde ad una valle di incisione fluviale, che può avere parte del suo corso anche su rocce insolubili, e che termina in corrispondenza di un inghiottitoio a cui segue una contropendenza.
- Valle chiusa (*pocket valley* o *steepheads*). Genericamente rappresenta una valle scavata da un corso d'acqua alimentato da una sorgente, con un funzionamento antitetico rispetto alle valli cieche. Nel tempo la testata sorgentizia tende ad arretrare e ad approfondirsi originando una testata valliva alta e ripida.
- Valle secca (*dry valley*). Forma valliva che perde acqua per via carsica. Tuttavia tende a conservare la propria forma poiché l'acqua dell'epicarso converge verso il fondovalle, il quale è pertanto soggetto a dissoluzione accelerata.

A questo gruppo di forme vanno anche aggiunte le *gole fluviocarsiche* (strette valli con versanti subverticali, costituiti da rocce dure che si evolvono per una combinazione di processi di erosione meccanica e di erosione chimica) ed i *canyon* (grandi valli con versanti ripidi, spesso con fasce di diversa pendenza, fondo privo di corsi d'acqua o con deflussi occasionali che si perdono in corrispondenza di inghiottitoi) (Nicod, 1997).

Forme carsico-periglaciali

In questa categoria, tra le altre, vengono incluse:

- *Nicchie carsico-periglaciali*. Piccole depressioni in cui i processi di nivazione (degradazione crioclastica della roccia) facilitano la formazione di nicchie. Queste possono evolvere anche per processi carsici, in seguito all'azione solvente delle acque di fusione della neve accumulata dal vento nelle stesse nicchie (fenomeno di retroazione positiva).
- *Pozzi a neve*. Vere e proprie doline in pozzo, la cui evoluzione ed il progressivo approfondimento sono legati all'azione solvente delle acque di fusione della neve, eventualmente in grado di rimanere accumulata sul fondo per lunghi periodi.



Fig.3.15 *In alto*: Valle secca (Sierra del Endrinal, Grazales), foto: Benvenuty Cabral. *In basso*: pozzi a neve in corrispondenza della cerniera anticlinale Reloj-Simancon (Grazales).

d) Karren

Il termine tedesco *karren* (o i suoi equivalenti *lapiés*, *lapiaz* e *campi solcati*) è ampiamente utilizzato per descrivere fori di dissoluzione a piccola scala, solchi e canali che si formano sia in superficie che nel sottosuolo. Ford e Williams (2007) distinguono: *microkarren* (forme con dimensioni inferiori ad 1 cm); *karren s.s.* (con dimensioni comprese tra 1 cm e 10 m); *karrenfeld* (aggregati di più karren singoli estesi su aree relativamente ampie). I *karren s.l.* si sviluppano prevalentemente sia su rocce carbonatiche che su rocce evaporitiche, rappresentando, tuttavia, la forma di dissoluzione carsica rilevabile più frequentemente su qualsiasi substrato roccioso. Le caratteristiche litologiche delle rocce su cui si formano svolgono un ruolo chiave nel favorirne (o meno) lo sviluppo. Esiste, d'altra parte, una notevolissima varietà di karren. Bögli (1980) li caratterizza inizialmente in funzione del fatto che essi siano formati su roccia nuda (*karren liberi*), parzialmente coperta (*karren semiliberi*) o completamente coperta da suolo o densa vegetazione (*karren coperti*). Ford e Williams (2007) utilizzano un criterio morfologico nel classificarli, invocando l'impossibilità di riconoscere un unico meccanismo genetico per ciascun tipo. Sauro (2009) e Gines (2009), di contro, individuano gli agenti prevalenti nella scultura dei karren e, su questa base, definiscono due modelli classificativi cui ci si atterrà nel presente studio (fig. 3.16). In particolare Sauro (2009) li classifica in: a) *forme controllate prevalentemente dall'idrodinamica dell'acqua*; b) *forme controllate prevalentemente dalla fratturazione della roccia*; c) *forme biocarsiche*; d) *forme complesse e poligenetiche*.

SOLUTIONAL AGENT	KARREN FORMS								SYNONYMS	
	BORINGS	IRREGULAR ETCHING	MICRORILLS	RAINPITS	RILLENKARREN	SOLUTION RUNNELS	WALL KARREN	DECANTATION RUNNELS		MEANDERING RUNNELS
BIOKARSTIC										
WETTING		IRREGULAR ETCHING								
TINY WATER FILMS		MICRORILLS								RILLENSTEINE
STORM SHOWERS				RAINPITS						SOLUTION PITS
DIRECT RAINFALL					RILLENKARREN					SOLUTION FLUTES
CHANELLED WATER FLOW						SOLUTION RUNNELS				RINNENKARREN
							WALL KARREN			WANDKARREN
							DECANTATION RUNNELS			
								MEANDERING RUNNELS		MÄANDERKARREN
STANDING WATER					KAMENITZAS				SOLUTION PANS	
SHEET WASH WATER FLOW					SOLUTION BEVELS					AUSGLEICHSLÄCHEN
					TRITTKARREN					HEELSTEPS
					COCKLING PATTERNS					
					SOLUTION RIPPLES					
SNOW MELTING					TRICHTERKARREN					FUNNEL KARREN
					SHARPENED EDGES					LAME DENTATES
							DECANTATION RUNNELS			
							MEANDERING RUNNELS			
ICE MELTING							MEANDERING RUNNELS		MÄANDERKARREN	
INFILTRATION						GRIKES			KLUFTKARREN	
SOIL PERCOLATION WATER						RUNDKARREN				ROUNDED RUNNELS
					SMOOTH SURFACES					
					SUBSOIL TUBES					BODENKARREN, SUBCUTANEOUS KARREN
					SUBSOIL HOLLOWES					
COMPLEX PROCESSES						CUTTERS				
						UNDERCUT RUNNELS				HOHLKARREN
						CLINTS				FLACHKARREN
						PINNACLES				SPITZKARREN
								PINNACLE KARRENFIELD		KARRENFIELD
								LIMESTONE PAVEMENT		
							STONE FOREST			
							ARÊTE KARST			
	0-1mm	1mm-1cm	1-10cm	10cm-1m	1m-10m	10-100m	100m-1km	1km-		LAPIÉS

Fig.3.16 Classificazione dei karren secondo Gines (2009). I riquadri gialli racchiudono karren singoli. Le aree verdi includono forme complesse e a grande scala, denominate *complessi di karren* e *karrenfield*.

I tipi di forme controllate prevalentemente dall'idrodinamica dell'acqua (a) possono presentare sia forma subcircolare che allungata. Riprendendo la classificazione di Bögli (1980), sono distinguibili nei seguenti tipi:

1. *Rillensteine* o *microrills*. Solchi con larghezza intorno a 1 mm e lunghezza sino ad alcuni centimetri. Sono il risultato del flusso di una sottile lama d'acqua controllato dalla capillarità o dal vento, oltre che dalla gravità.
2. *Kraterkarren*. Si tratta di piccole conche chiuse, delimitate da creste e punte aguzze, del diametro di 10-30 millimetri, situate nelle zone di spartiacque di affioramenti rocciosi.

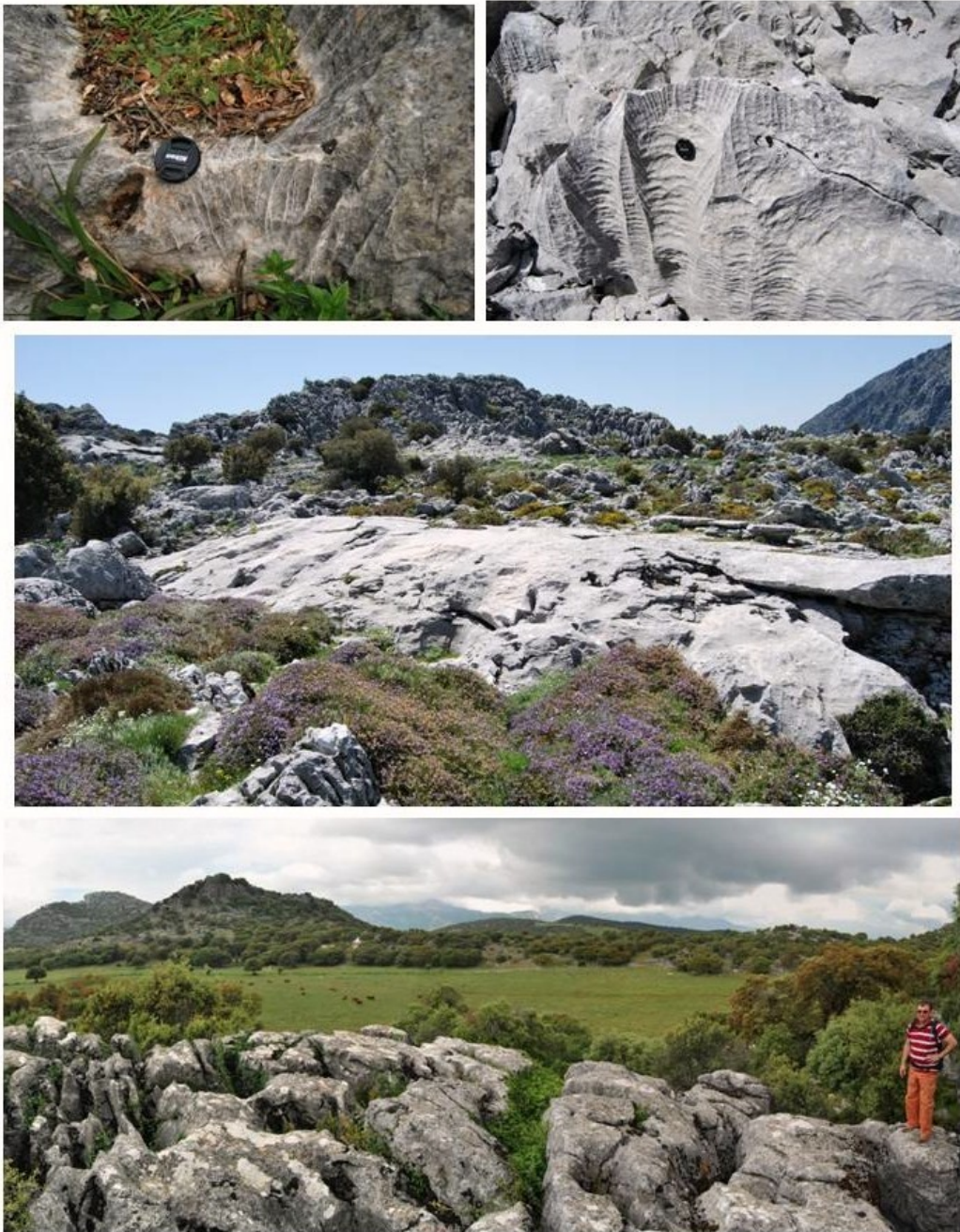


Fig.3.17 Esempi di karren nell'area di studio. *In alto a sinistra*: rillenkarren semiliberi sullo spartiacque di una vaschetta carsica nei calcari della Fm Torcal (Puerto del Correo, Villaluenga del Rosario). *In alto a destra*: rillenkarren su trittkarren nei calcari della Fm Endrinal (fianco SE del Reloj, Grazalema). *Al centro*: spianata di soluzione livellata sui calcari oolitici della Fm Endrinal (Puerto de las Presillas, Grazalema). *In basso*: Campo solcato a tavola carsica con corridoi e crepacci inciso nella Fm Endrinal sul fianco nordorientale del polje di Burfo (Montejaque).

3. *Rillenkarren* (o *scannellature carsiche*). Tra le forme più comuni, sono dei piccoli solchi con profilo trasversale a U, separati da creste aguzze, larghi come il diametro dei *kraterkarren*, lunghi fra alcuni centimetri e quasi 1 m e profondi sino a circa 2 cm. Si trovano subito a valle degli spartiacque o della fascia dei *kraterkarren* ove questi sono presenti (fig. 3.17 e 3.18).
4. *Ausgleichflache* (*spianate di soluzione* o *planar solution surface*). Sono delle superfici lisce che si trovano a valle della fascia delle *scannellature* (fig. 3.18). Esse corrispondono alla zona

dove l'acqua piovana crea uno strato laminare continuo, in grado di esercitare un'azione corrosiva uniforme su tutta la superficie e quindi di livellare eventuali irregolarità (fig. 3.17).

5. *Rinnenkarren* (solchi a doccia o *runnels*). Comunemente a valle della fascia delle *spianate di soluzione* (fig. 3.18). Sono solchi con sezione trasversale a U, talora con fianchi sottoescavati, larghi e profondi sino a qualche dm e lunghi sino a qualche decina di m. Essi si formano dove nell'ambito della lamina d'acqua si individuano dei filoni di corrente più veloci e turbolenti della stessa lamina. La soluzione accelerata comporta un approfondimento più veloce con individuazione ed evoluzione dei solchi.
6. *Wand-karren*, *humus-rinnenkarren* e *mäanderkarren*. Forme simili ai *rinnenkarren*, in cui tuttavia giocano un ruolo significativo sia fenomeni di decantazione (ovvero di percolazione dell'acqua da un serbatoio situato a monte), sia di rilascio di CO₂ e acidi umici da parte di suolo ricco di *humus*.
7. *Trittkarren*, *solution levels* e forme tipo *scallops*. Sono elementi in cui coesistono lembi di superficie piana orizzontale con piccole scarpate che li delimitano a monte. I *Trittkarren* (*impronte carsiche* o *heelprints*) sono forme legate allo scorrimento di una lama d'acqua, comuni nei calcari soprattutto in ambienti di alta montagna, dove la fusione della neve determina la formazione di lame d'acqua da decantazione (fig. 3.17). I ripiani di soluzione (o *solution levels*) sono estese superfici, simili a terrazze in roccia, che si trovano a valle della fascia delle scannellature e che si evolvono per meccanismi simili a quelli delle impronte, o ne rappresentano la fusione.

Alla categoria delle *forme controllate prevalentemente dalla fratturazione della roccia* (b) appartengono tutti quei tipi di *karren* che si sviluppano lungo punti o piani di debolezza della roccia (la maggior porosità che caratterizza queste zone ne facilita la dissoluzione con formazione di fessure, crepacci, fori carsici e cavità di interstrato di dimensioni varie) e che tendono a penetrare al suo interno, tra cui:

1. *Mikro-kluftkarren*;
2. *Kluftkarren* (crepacci carsici o tipicamente *grikes*);
3. *Mikro-kavernöse karren*.
4. *Kavernöse karren* (o fori carsici).
5. *Schichtfugenkarren*. (o cavità interstrato).

L'evoluzione di queste cavità può condurre a morfologie anche di notevoli dimensioni. I crepacci carsici possono, ad esempio, evolvere come estesi *corridoi carsici* (*karstgassen*, *bogaz*).

Anche la categoria delle *forme biocarsiche* (c) comprende numerosi tipi tra cui i più comuni sono:

1. *Alveoli carsici*.
2. *Napfkarren* (vaschette carsiche o *kamenitze*).
3. *Wurzelkarren* (o solchi di radici).

In senso lato possono essere inclusi in questo gruppo anche i *solchi da decantazione* da suolo ed i *criptokarren* (o *karren* coperti da suolo o da altre coperture). Questi ultimi si sviluppano all'interfaccia roccia/copertura, spesso anche per attività biologiche. Una volta asportata la copertura essi rivelano forme smussate permettendone la classificazione in *Rundkarren*, ovvero di *karren arrotondati*.

Alcune delle morfologie descritte sono di fatto *complesse o poligenetiche* (d). Tra le forme complesse ricordiamo:

1. *Campi solcati a tavole carsiche* (*karrentischen* o *limestone pavement*). Sono in genere sviluppati in corrispondenza di piani di stratificazione e sono caratterizzati da tavole di roccia suborizzontali o poco inclinate separate da crepacci carsici (fig. 3.17).
2. *Città di roccia* (o *rock cities*). Paesaggi ruderali con monoliti e spuntoni di roccia separati da corridoi carsici.

3. *Foreste di pietra* (o *stone forest*). Complessi di pinnacoli (o *spitzkarren*) e torri di roccia scolpiti dai *karren*.
4. *Campi solcati glaciocarsici a gradinate strutturali*.
5. *Campi solcati glaciocarsici su rocce montonate*.

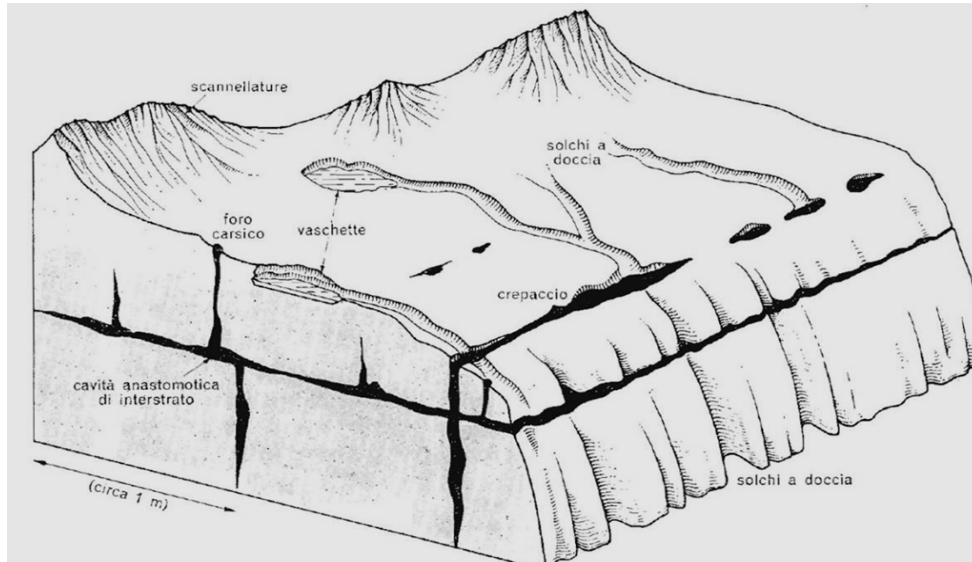


Fig.3.18 Stereogramma schematico e nomenclatura delle principali forme carsiche minori su roccia nuda (da Sauro, 2009).

3.d3 Criptocarsismo

Un ruolo chiave nella formazione di tutte le tipologie di *karren* e, in generale, delle morfologie carsiche fin qui descritte è sicuramente svolto dalla copertura pedologica, ovvero dai fenomeni legati al *criptocarsismo* e, per estensione, del già citato *carsismo coperto* (Salomon, 2006; Zseni, 2009). Trudgill (1985) ha riconosciuto l'importanza delle reazioni dei suoli nei processi di dissoluzione del sottosuolo: le forme cuspidate, arcuate, scanalate e, in generale, arrotondate, si producono solo in corrispondenza di suoli acidi e se queste si rilevano su roccia nuda ciò diviene indicativo di una perdita di suolo (fig. 3.19). Le morfologie più angolose sono invece prodotte direttamente dall'azione di dissoluzione della pioggia e del deflusso superficiale su roccia esposta. Il modellamento delle forme *tipo karren* nel sottosuolo ed il tasso di degradazione dei calcari ha un'entità maggiore nel caso di *karren coperti* o *semicoperti* piuttosto che nei *karren liberi* (Zseni, 2009). D'altra parte, nel caso dei processi di corrosione dei paesaggi carsici temperati, mediterranei o tropicali, la principale fonte del potere dissolvente dell'acqua è fornita dalla CO_2 originata da processi biogenici del suolo (Salomon, 2006; Zseni, 2009). La produzione degli acidi nel suolo è, difatti, estremamente connessa alle condizioni climatiche, poiché l'attività biologica dei microrganismi vi vivono è, a sua volta, sensibile a variazioni di temperatura, umidità del suolo, ecc.. Pertanto, nel caso di aree carsiche con copertura pedologica, l'intensità della corrosione carsica è determinata indirettamente dalle condizioni climatiche dell'area stessa attraverso i suoi effetti sulla pedo- e biosfera (Zseni, 2009). Inoltre, dal momento che è possibile ritenere che quasi ogni carso è (o è stato) un carso coperto, si può asserire che la maggior parte dei *karren* è stata prodotta e si è sviluppata e modellata quando il substrato roccioso era ancora sepolto sotto la coltre del suolo (Zseni, 2009). In particolare, sotto suoli acidi il calcare è degradato in maniera intensa, specialmente se la vegetazione determina un pH tra 4 e 7 e un contenuto in carbonato di calcio inferiore a 170 (Trudgill, 1985).

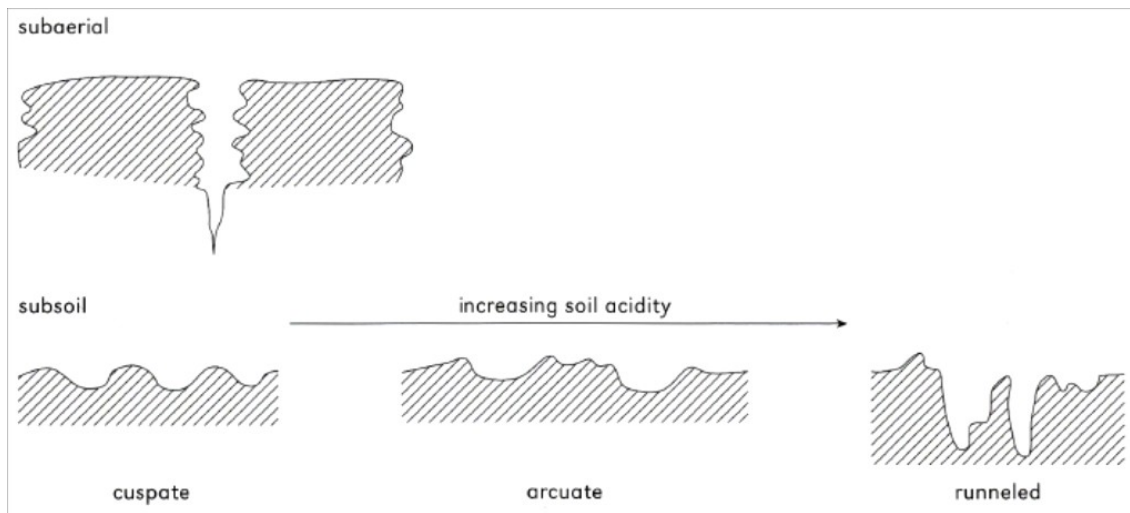


Fig.3.19 Forme di dissoluzione su substrato roccioso sviluppatesi in condizioni subaeree o nel sottosuolo in funzione del grado di acidità della copertura pedologica (da Zseni, 2009).

Le formazioni pedologiche mobili che ricoprono i terreni carsici sono di natura e composizione variabile, così come di estensione e spessore diseguali (Salomon, 2006). La *criptocorrosione* agisce in maniera distinta proprio in funzione di tali parametri. Frequentemente le coperture sono totalmente o parzialmente asportate e, in questo caso, il carso sottostante viene esposto, con tutte le sue caratteristiche acquisite sotto la copertura originaria. Tali coperture sono estremamente varie, per quanto, tenendo conto della composizione (generalmente argillosa e silicea) e del contesto geomorfologico, è possibile distinguere dei tipi caratteristici (Salomon, 2006). Essenzialmente si è soliti suddividere i suoli sviluppati su rocce carsiche in *autogenici* (o *autigenici*) e *allogenici* (Boyer, 2004). I primi si formano *in situ* dalle impurità insolubili accumulate a seguito della dissoluzione e lisciviazione del materiale carbonatico originale. I suoli allogenici sono invece costituiti dai depositi superficiali trasportati e depositati su rocce carbonatiche dalla gravità, dall'acqua, dai ghiacciai o dal vento (Boyer, 2004). Una ulteriore evoluzione di entrambe le tipologie può portare a suoli alterati e rimaneggiati (Salomon, 2006). Tenendo conto della loro formazione ed eventuale rielaborazione, le coperture superficiali dei substrati carbonatici possono essere generalmente costituite da: argille, sabbie, alteriti (anche note come *sideroliti*), sabbie dolomitiche, *terra rossa*, alluvioni (tanto antiche e, dunque, alterate, quanto recenti), depositi glaciali, ceneri vulcaniche o *löss* (Salomon, 2006). I depositi minerali (ferro, bauxite, fosforite, ecc.) contenuti all'interno di tasche o depressioni carsiche maggiori sono poi di notevole importanza. Infatti, gran parte dei materiali detritici derivati da masse rocciose magmatiche o metamorfiche sono trasportate e successivamente accumulate in depressioni chiuse più o meno ampie. Questi apporti alloctoni hanno un ruolo fondamentale nell'arricchimento dei depositi in elementi caratteristici, in grado di modificare sensibilmente il funzionamento del sistema carsico sottostante (Salomon, 2006).

I materiali derivati da posizioni topografiche più elevate o da affioramenti non carbonatici e depositatisi su rocce carsificabili a quota inferiore, tendono a formare suoli *colluviali* o *alluvionali* (Boyer, 2004). I primi derivano dall'azione di trasporto dell'acqua e da movimenti lenti superficiali della coltre detritica (*soil creeping*). I secondi si formano lungo terrazzi fluviali e canali incisi su substrato carbonatico. Suoli alluvionali si rilevano anche all'interno di doline, dove i materiali erosi sono trasportati dall'acqua e depositati sul fondo a costituire l'*alluvium*. I suoli di origine autigenica mostrano secondo Boyer (2004) aspetti comuni, ma significative differenze si riconoscono in funzione: delle caratteristiche del substrato carbonatico da cui si sono originati, del clima, dei processi di lisciviazione in atto, della topografia e del tipo di uso del suolo. La fonte primaria dei depositi di materiali formati da suoli autigenici su rocce carbonatiche è

rappresentata dal residuo insolubile derivante dall'alterazione e dissoluzione delle rocce stesse (Boyer, 2004) ed i loro caratteri chimici e fisici distintivi sono strettamente connessi con l'entità dei fenomeni di lisciviazione e la tipologia di clima. White (1988) ritiene che la modificazione primaria che avviene nei materiali di derivazione residuale è la lisciviazione preferenziale della silice. In condizioni climatiche tipicamente mediterranee, la lisciviazione è, però, efficace tanto sulla silice quanto sulle argille (le quali tendono ad accumularsi negli strati di suolo più profondi) e, al contempo, si verifica un'importante deidratazione dei minerali ferrosi (Boyer, 2004). Sono proprio questi accumuli di argille che assumono una tipica colorazione rossastra a cui viene attribuito nella letteratura europea il nome di *terra rossa* (talora anche *red clays*) ed a cui si è fatto già cenno in precedenza (fig. 3.20). Recentemente, Šušteršič *et al.* (2009) hanno dimostrato come esistano relazioni statistiche di una comune derivazione tra depositi di residui insolubili e corpi di *terra rossa* ad essi adiacenti solo in corrispondenza di morfologie verticali di dissoluzione criptocarsica. Gran parte di queste forme coincide con solchi verticali (o *cutters*) inclusi nella categoria dei *criptokarren*. Pertanto, ciò sembrerebbe indicare che l'origine degli accumuli di *terra rossa* di derivazione residuale abbia luogo solo nelle vicinanze di residui insolubili accumulati in criptokarren verticali. Tutti gli altri accumuli di simile aspetto corrisponderebbero, invece, a materiali misti di differente origine o, ancora, di natura completamente alloigena (Šušteršič *et al.*, 2009).



Fig.3.20 Coltre alluvionale e *terra rossa* incisa sul fondo del polje del Navazo Alto (Villaluenga del Rosario).

3.e Clima e morfogenesi carsica

Gli elementi climatici che più influenzano il processo carsico sono la *temperatura* e la *piovosità* (disponibilità di acqua). In generale il clima caldo umido favorisce il fenomeno carsico. Molti autori (Salomon, 2006; Ford e Williams, 2007, tra gli altri) tendono a distinguere alcune grandi regioni climatiche in cui hanno avuto modo di svilupparsi peculiari associazioni di forme carsiche: 1) *regioni temperato-fredde* (carso irlandese, carso alpino, carso dei Carpazi, ecc.); 2) *regioni temperato-calde ad umidità variabile* (carso dinarico, carso dell'Italia centro-meridionale, carso spagnolo, ecc.); 3) *regioni caldo-umide* (gran parte delle regioni carsiche della fascia intertropicale).

Il carso delle regioni caldo-umide è molto sviluppato e mostra una gamma assolutamente singolare di forme, generalmente classificate come: a) *Carso a cockpit* (o *carso poligonale*) e *colline emisferiche* (Giamaica, Giava). b) *Carso a coni* (Nuova Guinea, Puerto Rico, ecc.): *colline coniche* (mogote) dai versanti più ripidi. Nell'area cinese è un tipo di paesaggio anche noto come Fengcong. c) *Carso a polje aperti e a torri* (Towerkarst, Turmkarst o Fenglin e tipico di Cina meridionale, Vietnam del Nord, Malesia, Nuova Guinea, Cuba, ecc.) in cui i rilievi sono delle vere e proprie torri con pareti verticali che si innalzano su una pianura alluvionale solcata da corsi d'acqua.

A decorative graphic on the right side of the page. It features three blue circles of varying sizes, each composed of concentric circles with a gradient from dark blue to light blue. Two thin blue lines intersect at the top left, forming a large 'V' shape that frames the circles. The circles are positioned at the top, middle, and bottom right of the page.

4. Metodologia

Rilevamento geologico e geomorfologico. Fotointerpretazione classica e 3D. Digitalizzazione dei tematismi e cartografia numerica in ambiente GIS. Analisi spaziale 2D e 3D. Applicazione del Remote Sensing alla mappatura di macroforme carsiche. Progettazione e sviluppo di un WebGIS database.

4. Metodologia

Nel presente capitolo verrà offerta una panoramica complessiva delle tecniche e dei metodi utilizzati in questo studio per caratterizzare originalmente la geomorfologia e la geodiversità della Sierra de Grazalema. Si tenterà, altresì, di discutere l'efficacia applicativa di alcuni approcci metodologici innovativi all'analisi delle morfologie carsiche, alla modellizzazione evolutiva del loro assetto geologico e morfostrutturale complessivo, alle modalità rappresentative, divulgative e gestionali degli elementi che più caratterizzano la geodiversità dell'area.

4.a Rilevamento geologico e geomorfologico

Il rilevamento geologico-geomorfologico dell'area di studio è stato condotto essenzialmente seguendo un duplice approccio: un metodo "tradizionale" associato e, spesso, integrato con un metodo "moderno" (uso di apparecchiature per la digitalizzazione *in situ* dei tematismi d'interesse). L'approccio classico resta fondamentale per una corretta raccolta e verifica dei dati di campagna, ed è stato condotto nell'area con il supporto di cartografia topografica di base in scala 1:10.000 (a partire dal *Mapa Topografico Nacional* Hoja 1050 "Ubrique" e Hoja 1064 "Cortes de la Frontera" in scala 1:50.000 ed edite dall'I.G.N. nelle "Series Cartograficas") ed apparecchiature fotografiche per l'ottenimento di immagini descrittive degli elementi litologici e morfologici riconosciuti e rilevati. La notevole mole di informazioni acquisite e l'intrinseca imprecisione nel posizionamento del dato rilevato tradizionalmente hanno indotto (sulla scorta di quanto efficacemente dimostrato da De Cosmo, 2009) al ricorso ad un'innovativa metodica di rilievo geologico-geomorfologico attraverso l'uso di un dispositivo UMPC (*Ultra-Mobile Personal Computer*) Asus © (fig. 4.1). Tale strumento, infatti, consente di poter immagazzinare, utilizzare e modificare i dati rilevati velocemente e condividerli in "tempo reale" attraverso il web (de Cosmo, 2009). Una caratteristica fondamentale dell'UMPC è di avere un ricevitore GPS (*Global Positioning System*) integrato per ottenere l'esatta georeferenziazione di tutti gli elementi rilevati. Inoltre esso può essere personalizzato con un software GIS (*Geographic Information System*) base (nella fattispecie Arcpad[®] della suite ArcMap di ESRI ©) che offre la possibilità di editare *shape files* vettoriali (es: giaciture, contatti geologici, ingressi di cavità carsiche o inghiottitoi, superfici di criptocorrosione carsica, doline, karren singoli o composti, ecc.) ed implementare il DB (*database*) associato al progetto del rilievo geologico-geomorfologico direttamente *in situ*. Un terzo elemento di non secondaria importanza risiede nella dotazione di una telecamera integrata collegata al sensore GPS in grado di produrre immagini fotografiche georeferenziate, ovvero georiferite alle coordinate spaziali possedute dall'elemento rilevato. Infine, l'elemento di indubbio vantaggio nell'utilizzo di tale dispositivo è la capacità da parte dell'UMPC di collegarsi attraverso una connessione HSDPA (*High Speed Downlink Packet Access*) ad un server di rete opportunamente predisposto. Questo protocollo di trasmissione veloce permette non solo l'interscambio di dati, ma consente anche di gestire direttamente il server a distanza visualizzando un desktop remoto (*remote control*), caratteristica, questa, di estrema importanza nella gestione di DB che necessitano di aggiornamenti costanti e manutenzione in tempo reale (De Cosmo, 2009). A titolo esemplificativo, tale modalità di trasmissione dei dati permette di inviare ad un server in *real time* qualsiasi punto GPS rilevato sul terreno, oltre che a *shape files* vettoriali ed immagini. Inoltre, accedendo direttamente al DB del server è possibile utilizzare tutti i dati raster (ortofoto, DEM o *Digital Elevation Model*, cartografie tematiche digitali, ecc.) ed i file vettoriali, altrimenti troppo pesanti per essere permanentemente caricati sull'UMPC ed alleggerendo, quindi, le operazioni di elaborazione.

Gli unici elementi critici riscontrabili nel rilievo supportato da un dispositivo UMPC sono legati al notevole dispendio in termini di batterie (talora non sufficienti ad un rilevamento prolungato) e la non sempre semplice gestione dell'editing degli elementi in Arcpad ©, oltre che, ovviamente, ai non secondari costi di eventuale connessione al server di rete attraverso il sistema HSDPA. In ragione di tutto ciò si è provveduto ad utilizzare un comune dispositivo GPS portatile da trekking (nella fattispecie il modello *Dakota 20* della Garmin ©) in maniera tale da avere un sistema di georeferenziazione dei dati rilevati di supporto all'UMPC e confrontabile, in termini di precisione, con quest'ultimo.



Fig. 4.1 Esempio di rilievo geologico con dispositivo UMPC Asus R2E.

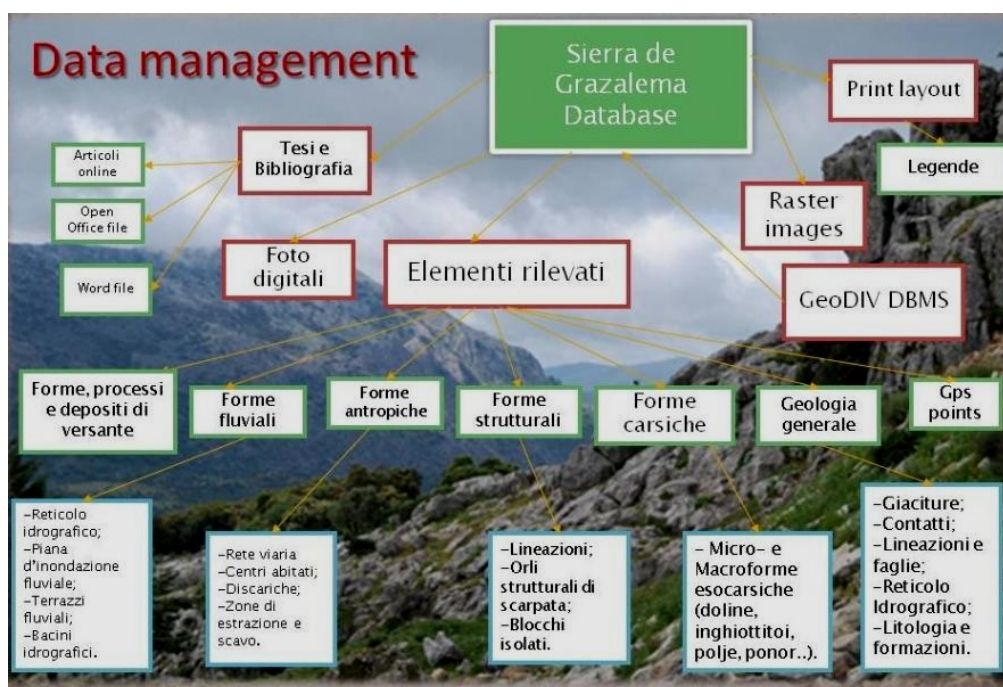


Fig. 4.2 Rappresentazione schematica della struttura del Sierra de Grazalema Database.

Per la corretta gestione e successiva elaborazione dei dati rilevati sul campo si è ritenuto indispensabile realizzare un DB strutturato (*Sierra de Grazalema Database* o *SdGDB*). In esso sono confluiti tanto i dati di campagna, quanto i documenti e gli archivi di dati tematici precedentemente acquisiti ed utili sia nell'elaborazione e nella produzione del successivo *layout*

cartografico, sia nell'implementazione di un *WebGIS* relazionato agli elementi della geodiversità (fig. 4.2).

4.b Fotointerpretazione classica e 3D

L'approccio preliminare alla conoscenza ed interpretazione delle forme e dei depositi dell'areale di studio è consistito nella pratica fotointerpretativa di dettaglio di immagini ottenute con riprese aerofotografiche stereoscopiche. Tale metodica è stata pure utilizzata durante il rilevamento geologico e geomorfologico, al fine di individuare e meglio caratterizzare aree di particolare rilevanza o per cercare di ottenere una visione a scala più adeguata di alcune morfologie non meglio apprezzabili e contraddistinguibili alla scala dell'affioramento. Nel dettaglio, si è fatto ricorso all'analisi accurata di un corposo materiale fotogrammetrico in formato digitale consistente in alcune *strisciate* del settore a cavallo tra le province di Cadice e Malaga, corrispondenti alla migliore copertura dell'area di studio e fornite dall'ICA (*Instituto de Cartografía de Andalucía*). Tale copertura comprende: **69** immagini fotografiche pancromatiche in *bianco e nero* (bande spettrali tra 0,4 e 0,7 μm) in scala **1:20.000** (anno 2002) e **12** foto aeree a *colori* in scala **1:60.000** (anno 2004) parzialmente corrispondenti all'intera estensione della "Hoja 1050 - Ubrique" e della "Hoja 1050 - Cortes de la Frontera" dell'IGN (tabella 4.1).

N° strisciata ICA	Fotogrammi	Hoja IGN	Tipo fotografia
09	31, 32, 33, 34, 35	1050	B/N
09	40, 41, 42, 43, 44	1050	B/N
10	29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43	1050	B/N
11	28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41	1050	B/N
12	28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40	1050	B/N
01	28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38	1064	B/N
02	30, 31, 32, 33, 34, 35	1064	B/N
Bloque B 09	22, 23, 24, 25, 26	1050	COL
Bloque B 10	25, 26	1050	COL
Bloque B 10	22, 23	1050	COL
Bloque B 08	21, 22, 23	1064	COL

Tab. 4.1 Tabella riepilogativa dei fotogrammi dell'ICA utilizzati nell'analisi stereoscopica e nella fotointerpretazione.

Attraverso la fotointerpretazione classica (con l'ausilio di uno stereoscopio da tavolo Topcon ©) è stato possibile individuare, identificare e classificare in maniera speditiva le morfologie più rappresentative dell'area di studio le quali, come più volte asserito in precedenza, appartengono prevalentemente alla categoria delle forme carsiche. Il disegno e la mappatura dei tematismi rilevati dalle foto aeree ha costituito il problema principale, dal momento che la finalità di rappresentare il rilievo geologico-geomorfologico anche su cartografia numerica impone una scansione complessiva di quanto tracciato manualmente ed una successiva editazione in ambiente GIS. La notevole estensione dell'areale di interesse, unita alla necessità di un *editing* digitale abbastanza celere ha suggerito l'adozione di un approccio fotointerpretativo nuovo. Di

concerto con le Università di Cadice e Siviglia (Spagna), è stato adottato un innovativo sistema di fotointerpretazione basato sul software Stereocaptor © della società spagnola Stereocarto S.L. (fig. 4.3). Tale strumento consente, attraverso un'interfaccia grafica simile ai vari programmi di editing grafico presenti sul mercato, di disegnare tematismi di differente geometria (punti, linee, poligoni) direttamente su delle stereocoppie di foto aeree precedentemente elaborate e trasformate in immagini digitali anaglifiche. La visione stereoscopica tridimensionale è ottenuta

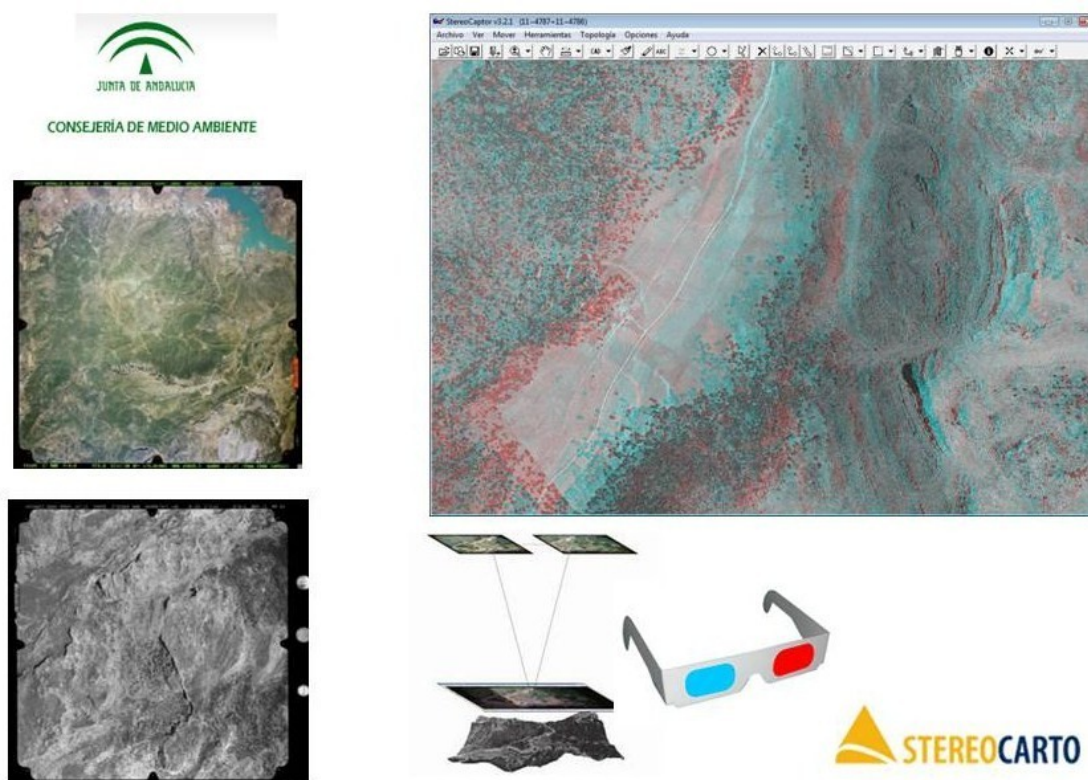


Fig. 4.3 A sinistra: Fotografie aeree a colori (scala 1:60.000 del 2004) e in bianco e nero (scala 1:20.000 del 2002). A destra: *screenshot* dell'interfaccia del visualizzatore ed editor 3D Stereocaptor © della Stereocarto S.L..

con dei comuni occhiali *Red-Cyan* e la modalità di editing digitale consente degli *zoom* con notevole grado di preservazione delle proporzioni originali ed indicazione della quota *Z* rispetto al Datum spaziale di riferimento. Le uniche grandi problematiche connesse all'utilizzo di questo software sono essenzialmente ravvisabili nella curva di apprendimento (*learning curve*) molto bassa e nel notevole costo della *suite* e dell'elaborazione *ad hoc* delle stereocoppie dell'area di interesse. Relativamente al primo punto, si segnala come, ad esempio, il disegno e la mappatura digitale non siano di immediata esecuzione, dal momento che l'editing vero e proprio deve essere preceduto dalla creazione di un *file* testo georeferenziato con tutte le caratteristiche del tematismo che si vuole rappresentare (campi dei valori, colore, spessore linea, carattere, ecc.) ed il corrispondente sistema di riferimento a cui va georiferito. Questo tipo di pre-compilazione, evidentemente, non consente di modificare all'occorrenza il tematismo che si sta editando, mantenendo, pertanto, una rigida struttura iniziale del DB. Infine, i *files* vettoriali prodotti nell'interfaccia di Stereocaptor © hanno formati differenti da quelli comunemente utilizzati in ambiente GIS, ragion per cui la loro conversione talvolta ha mostrato alcune incongruenze rispetto al dato originario.

Le criticità appena evidenziate, in ragione del gran numero di elementi grafici da mappare, hanno indotto ad abbandonare l'uso di tale software e ad adottare un metodo *ad hoc*. Il problema più rilevante nell'*editing* su stereocoppie aerofotografiche digitali risiede, ovviamente, nell'adeguata

georeferenziazione delle stesse. Per la loro intima natura di ripresa tali immagini, come noto, sono affette dal *relief displacement* (o spostamento del rilievo, ovvero l'abbattimento radiale e progressivo di ogni oggetto sopraelevato rispetto ad un piano di base relativo, con conseguente deformazione del dato immagine) e dall'*esagerazione del rilievo* (amplificazione delle altezze rispetto alle distanze). Entrambi gli aspetti (tanto più acuti quanto maggiore è il contrasto altitudinale all'interno dell'area topografica ripresa) possono essere adeguatamente e qualitativamente ridotti utilizzando la porzione più centrale della stereocoppia prodotta. Teoricamente, disponendo pertanto di strisciate continuative dell'area di studio è possibile ottenere una copertura di stereocoppie relativamente poco deformata. Accettato il margine di errore introdotto nel sistema spaziale (in generale, comunque, mai superiore ai 30 metri lineari), è evidente la possibilità di mappare qualsiasi tematismo geologico-geomorfologico derivante dalla fotointerpretazione delle stereocoppie ed in qualsiasi GIS (sia esso di uso commerciale od *Open Source*). Nella fattispecie si è selezionato il materiale fotografico in formato digitale (corrispondente agli elementi indicati in tabella 4.1) e si è proceduto all'elaborazione delle stereocoppie più rappresentative della copertura necessaria e meno influenzate dal relief displacement e dall'esagerazione del rilievo. In questo modo, sono state prodotte **70** stereocoppie (**62** in bianco e nero in scala 1:60.000 e **8** a colori in scala 1:20.000, fig. 4.4) opportunamente elaborate attraverso il software StereoPhoto Maker © Ver. 4.34, un editor/visualizzatore di immagini *freeware* (e, pertanto a costo zero) per la creazione di anaglifi in vario formato. La scelta di questo software (rispetto ad altri simili e non commerciali) è giustificata dall'interfaccia grafica e dalla possibilità di modificare i parametri delle immagini su cui si lavora, oltre alla possibilità di produrre ed esportare un gran numero di formati per la visione tridimensionale (*Row interlaced, Column interlaced, Sharp 3D LCD, 3D DLP TV, Gray and Color anaglyph*). Le 70 stereocoppie elaborate sono state esportate come anaglifi a colori (nel caso delle foto aeree a colori) ed in scala di grigi (nel caso delle foto aeree in bianco e nero), in maniera tale da poter ottenere la visione stereoscopica con dei comuni occhiali anaglifi Red/Cyan.

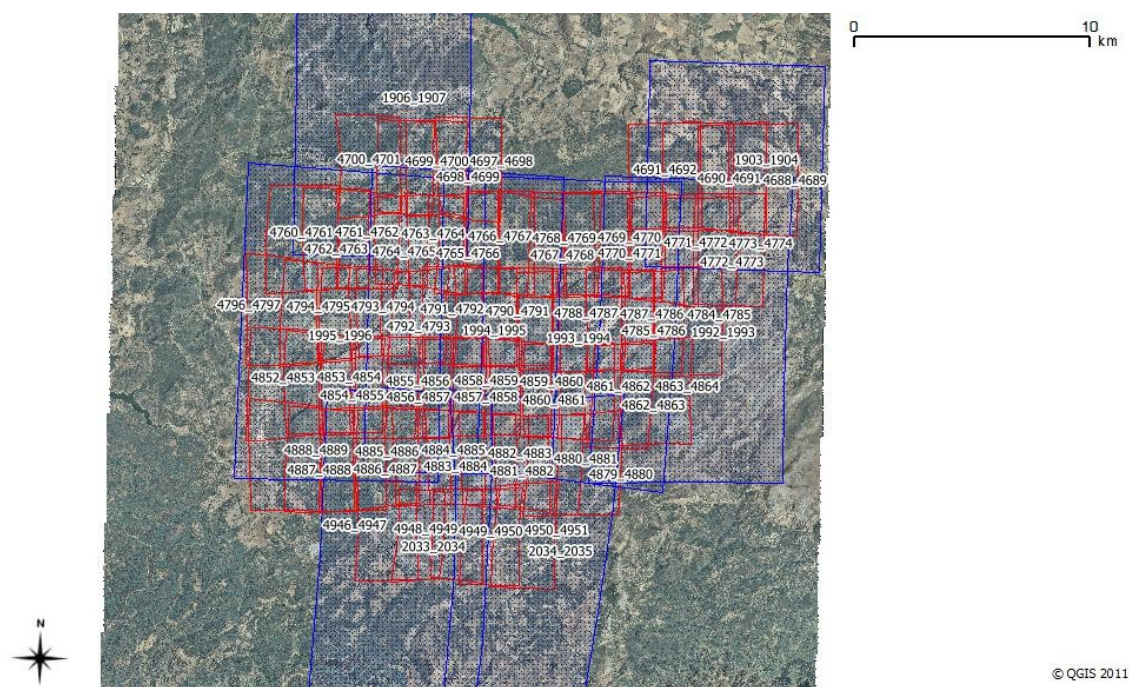
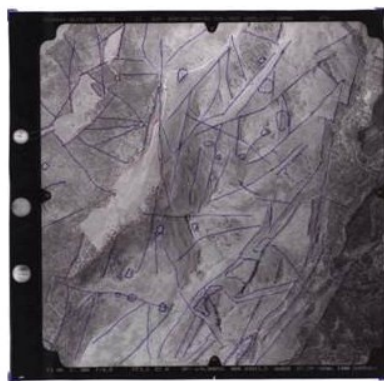


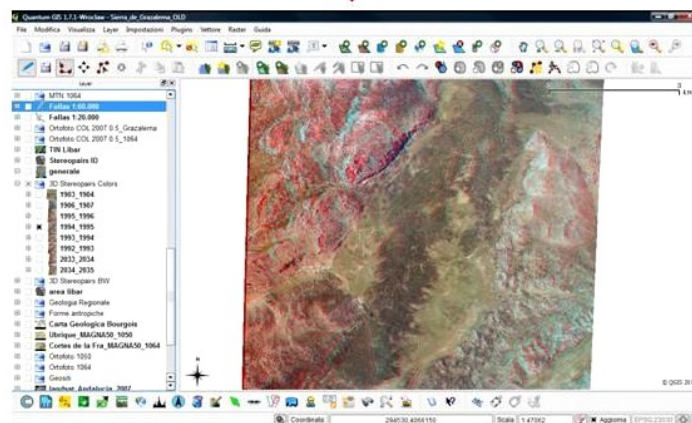
Fig. 4.4 *Shape file* editato in Quantum GIS © e rappresentativo della copertura areale delle stereocoppie a colori (rettangoli blu) e in bianco e nero (rettangoli rossi).

A questo punto si è resa necessaria la georeferenziazione manuale di ciascuna stereocoppia attraverso un software opportuno. In particolare si è fatto ricorso a Quantum GIS ©, un Sistema Informativo Geografico OS (*Open Source*, ovvero *a codice aperto*) utilizzato anche in seguito per le elaborazioni e l'analisi spaziale dei dati rilevati (cfr. 4.c). Tale GIS, infatti, ha un opportuno *plugin* di georeferenziazione che si è rivelato particolarmente efficace nell'ottica di attenuare le intrinseche criticità di elaborazione delle stereocoppie di cui si è già discusso. Nel dettaglio sono stati utilizzati due algoritmi di trasformazione: il *Thin Plate Spline* (TPS), che permette di introdurre deformazioni locali nei dati ed è particolarmente efficace nel caso in cui i dati da georeferire siano di scarsa qualità; la *Trasformazione Proiettiva*, la quale applica una rototraslazione delle coordinate dei punti dell'immagine. La scelta di un metodo rispetto all'altro è funzionale al numero di GCPs (*Ground Control Points*, o punti di controllo) a disposizione, dal tipo e dalla qualità dei dati di input e dall'entità di distorsione geometrica che si accetta di introdurre nel risultato finale.

La georeferenziazione finale delle 70 coppie di immagini stereofotografiche ha consentito, successivamente, di passare all'analisi fotointerpretativa direttamente in ambiente GIS, con tutti i vantaggi ad esso connessi. Le immagini sono infatti di tipo raster e, a dispetto delle dimensioni talora notevoli, permettono il disegno e la mappatura di tutti i tematismi necessari a rappresentare le morfologie osservabili (fig. 4.5)



Fotointerpretazione "classica"



Fotointerpretazione ed editing in Quantum GIS ©

Fig. 4.5 Schema rappresentativo del passaggio dalla fotointerpretazione "classica" alla fotointerpretazione in ambiente GIS.

4.c Digitalizzazione dei tematismi e cartografia numerica in ambiente GIS

La significativa quantità di dati rilevati sul campo ed acquisiti attraverso la fotointerpretazione 3D ha necessitato il ricorso ad un sistema informativo geografico che ne consentisse la gestione, elaborazione ed opportuna rappresentazione grafica. Come già anticipato, gli elementi vettoriali e le collezioni di immagini raster del più generale *Sierra de Grazalema Database* sono stati inseriti in un *geodatabase* progettato e organizzato *ad hoc*. Quantum GIS © (spesso abbreviato in QGIS) e ArcGIS © sono stati utilizzati per ottenere livelli di informazione tematica, ognuno con finalità disitinte.

In particolare, QGIS è stato utilizzato nella successione delle sue *releases* 1.4.0 "Enceladus", 1.5.0 "Tethys", 1.6.0 "Copiapó" e 1.7.0 "Wrocław", ciascuna versione caratterizzata da una progressiva implementazione del sistema (per sua natura di codice aperto) e dall'inserimento di strumenti di analisi spaziale sempre più raffinati e di efficacia comparabile con quelli in dotazione ad analoghi sistemi informativi commerciali. La quasi totalità degli elementi vettoriali editati nel database relativo al presente studio è stata sviluppata proprio attraverso questo software (fig. 4.6). A titolo d'esempio, attraverso le sue funzioni di disegno sono stati creati: *layer puntuali* (giaciture, posizioni di punti GPS, ingresso di cavità carsiche, posizione di affioramenti significativi o punti panoramici, geositi, ecc.); *layer lineari* (lineazioni e faglie, pieghe, contatti stratigrafici, elementi

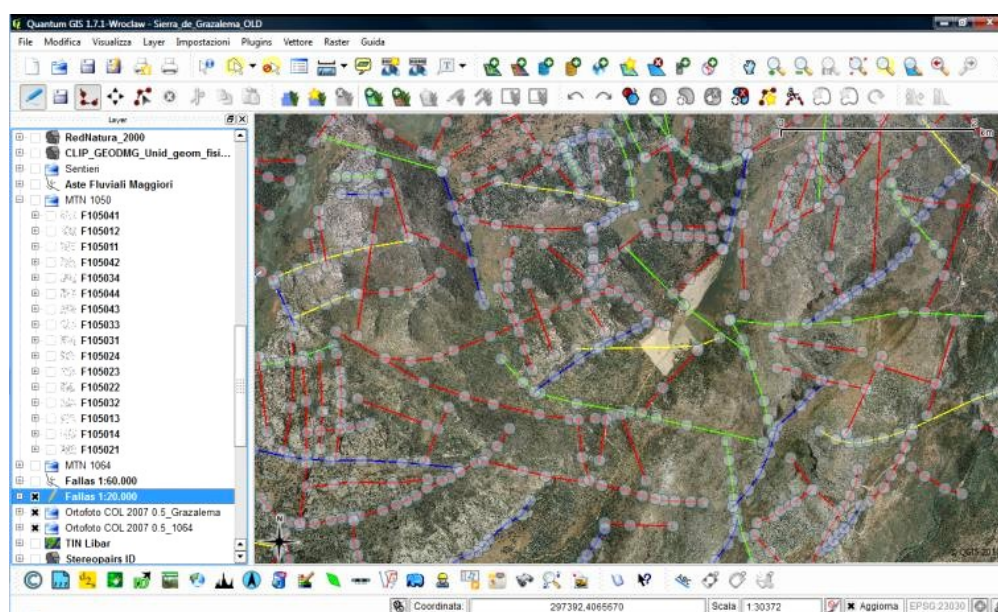


Fig. 4.6 Modalità di editing di un layer tematico in ambiente Quantum GIS.

del reticolo idrografico, ecc.); layer poligonali (formazioni stratigrafiche, coperture litologiche, depressioni carsiche, aree con coperture omogenee di morfologie carsiche, aree di estensione dei geositi, ecc.). Alcuni *plugins* di QGIS hanno poi consentito un'analisi geomorfologica di primo livello, con la creazione di layer informativi relativi a: pendenza, esposizione, indice di asperità e curvatura totale. Gli elementi puntuali rilevati con apparecchiatura GPS (tanto l'UMPC quanto il Garmin Dakota 20) sono stati inseriti nel geodatabase attraverso l'uso del potente plugin "Gps". Per quanto concerne la georeferenziazione, come più sopra osservato, l'interfaccia di QGIS atta allo scopo è sicuramente più intuitiva e di più facile utilizzo rispetto allo strumento "georeferencing" di ArcMap (della suite di ArcGIS Desktop©). A tal proposito va poi rilevato che, in ragione della non perfetta georeferenziazione delle stereocoppie aerofotografiche (il margine di errore è statisticamente contenuto entro i 30 metri), nel disegno digitale su tale supporto raster si è sempre reso necessario il confronto con altri livelli tematici georeferenziati. Nello specifico,

attraverso il portale cartografico della *Consejería de Medio Ambiente* della *Junta de Andalucía* (il governo regionale andaluso) e quello dell'IGN è stato possibile ottenere una vasta collezione di: ortofoto multitemporali e multiscalarali relative alle Hojas 1050 e 1064 del MTN (B/N 1956 a 1 m di risoluzione spaziale, B/N 2001-2002 a 1 m di risoluzione spaziale, COL 2004 a 1 m di risoluzione spaziale, NIR 2006 a 0,5 m di risoluzione spaziale, COL 2006 a 0,5 m di risoluzione spaziale, COL 2007 a 1 m di risoluzione spaziale); *shape files* vettoriali rappresentativi di vari tematismi a scala regionale (centri abitati, reti viarie, distretti e bacini idrografici, uso del suolo, dati di precipitazione e temperatura, rete di spazi naturali protetti, ecc.); carte topografiche provinciali dei territori di Cadice e Malaga. In questo modo, nel caso in cui gli elementi editati sulle stereocopie manifestassero una certa imprecisione, il confronto con i punti omologhi sui raster georeferenziati ne ha consentito la correzione attraverso il semplice spostamento di punti del layer editato e garantendo, pertanto, la validità del dato spaziale.

Le analisi ed elaborazioni spaziali più complesse (sia bidimensionali che tridimensionali) sono state condotte con la suite di programmi di ArcGIS © Desktop 9.3. Va precisato che le ultime versioni di QGIS (dalla 1.5.0 alla 1.7.0) consentono il ricorso al *modulo GRASS*, uno strumento integrato che permette l'accesso alle funzionalità di analisi offerte, per l'appunto, da GRASS GIS (*Geographic Resources Analysis Support System*), il più evoluto sistema informativo geografico nella categoria OS (De Cosmo, 2009). Tuttavia, in ragione della notevole mole di dati rilevati e del suo non sempre intuitivo schema di elaborazione, si è ritenuto più conveniente ricorrere al software commerciale. La versione ArcGIS 9.3 Desktop (e l'insieme delle funzionalità chiamate ArcMap, ArcCatalog e ArcScene) ha reso possibile, come detto, le operazioni più elaborate di analisi spaziale. I moduli di ArcMap cui si è fatto ricorso sono essenzialmente *3D Analyst* e *Spatial Analyst*. Per il rendering grafico 3D si è utilizzato ArcScene, mentre per la gestione dei dati raccolti e la loro integrazione nel DB generale ci si è serviti di ArcCatalog.

Lo strumento di layout grafico di ArcMap è stato poi fondamentale nella creazione delle mappe tematiche. Infatti, l'editing e l'esportazione di una mappa tematica non sono ancora adeguatamente evoluti nel modulo di stampa di QGIS, ragion per cui si è rivelato utile importare in ArcMap tutti i dati del progetto precedentemente creato in QGIS, e quindi elaborare le immagini ed impostare un nuovo layout di stampa.

4.d Analisi spaziale 2D e 3D

Come già osservato, l'analisi spaziale a doppio livello (bi- e tridimensionale) è stata condotta principalmente in ArcMap. Nel dettaglio, ci si è avvalsi di alcuni strumenti dell'*ArcToolbox* di tale software, in funzione del livello e dell'informazione tematica desiderata.

A titolo esemplificativo sono stati prodotti dei layer di estrema utilità nell'interpretazione, analisi e classificazione delle morfologie dell'area di studio:

- TIN (*Triangulated Irregular Network*) con risoluzione spaziale di 10 metri utilizzando il modulo *3D Analyst*;
- DEM (*Digital Elevation Model*) ottenuto dai dati cartografici della Junta de Andalucía e con una densità spaziale del *grid* associato di 10 x 10 metri (generato da un volo aereo degli anni 1998-1999);
- mappa delle pendenze, attraverso la funzione *slope* di analisi di superficie e, correlata a questa, una mappa di determinate classi di pendenza in funzione dell'altezza;
- *shaded relief* (od *ombreggiatura*) dell'intera area attraverso l'apposito strumento di *hillshading*;
- mappa delle isoipse, delle isoiete e delle isoterme con le funzioni di *contouring* della *surface analysis* a partire dal TIN generato e dai dati climatici regionali raccolti;

- mappa della suscettibilità alla carsificazione, ottenuta con il *tool Raster calculator* a partire dai raster relativi al grado di fratturazione, alla densità di vegetazione, alla pendenza, alla litologia e ed alle precipitazioni, elaborati precedentemente;
- analisi morfometrica delle doline rilevate nell'analisi stereoscopica con gli strumenti di analisi di prossimità ed analisi zonale della statistica spaziale;
- *image sharpening* di immagini digitali a bassa risoluzione spaziale con immagini ad elevata risoluzione spaziale;
- *draping* ed interpolazione di oggetti bidimensionali vettoriali e di immagini (ortofoto, foto satellitari, ecc.) sulla superficie 3D elaborata a partire dal TIN;
- generazione di un reticolo idrografico (e bacino annesso) con le funzionalità di modellizzazione idrologica;
- identificazione, a partire dal modello spaziale del TIN (con 10 metri di risoluzione) dei *sink* del modello stesso, ovvero delle possibili aree a deflusso concentrato (doline, inghiottitoi carsici, depressioni chiuse);
- generazione di visualizzazioni 3D sfruttando dati vettoriali e raster in ArcScene;
- analisi di dati di tipo *grid*, con possibilità di generare calcoli di espressioni (algebriche o booleane) anche complesse basati su dati a celle presi anche da più livelli;

La visualizzazione ed il *rendering* grafico 3D delle informazioni geografiche acquisite sono stati acquisiti con l'ausilio di ArcScene della *suite* di ArcGIS. Infatti, attraverso ArcScene è stato possibile: costruire scene 3D utilizzando più livelli sovrapposti; selezionare e ottenere informazioni tabellari sugli oggetti contenuti nella scena 3D in maniera visivamente più efficace e con indubbi vantaggi nell'interpretazione delle morfologie e dei rapporti spaziali tra di esse (è il caso, ad esempio, della posizione relativa delle paleo-superfici di corrosione carsica dei polje); determinare i criteri di *draping* e di posizionamento di ogni singolo layer nello spazio tridimensionale (ad esempio sovrapponendo la struttura ed il tracciato dei sistemi endocarsici all'informazione litologica); determinare i criteri di rendering degli elementi compresi nella scena; determinare i criteri generali di organizzazione della scena e navigare tridimensionalmente all'interno della stessa, disponendo di un punto di vista soggettivo e, al contempo, multi-informativo dei tematismi rappresentati. In questo modo, la ricostruzione dei rapporti evolutivi tra i vari elementi del complesso e variegato sistema carsico dell'area di studio ne ha tratto indiscutibile efficacia interpretativa (fig. 4.7). Così come la determinazione qualitativa dei fattori morfogenetici responsabili della formazione di superfici carsiche e della strutturazione della rete endocarsica.

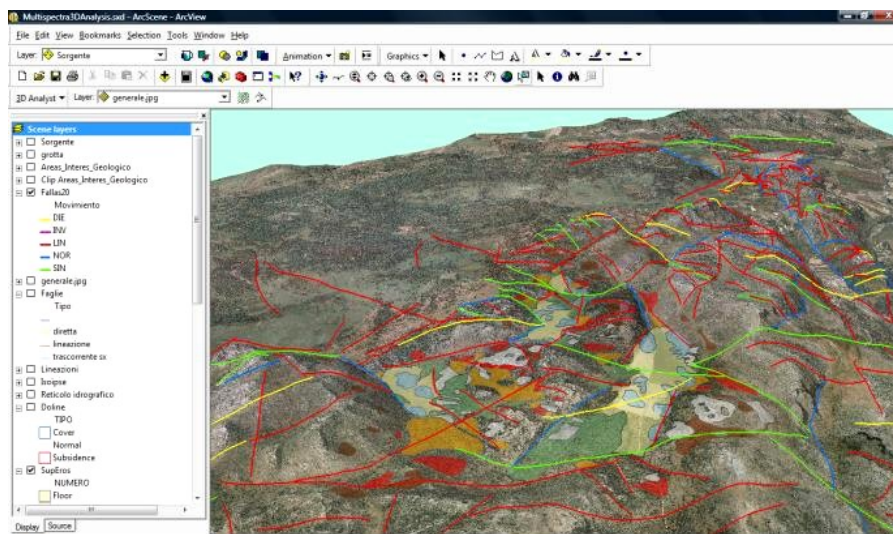


Fig. 4.7 Rappresentazione 3D di paleo-superfici di corrosione carsica in ArcScene.

4.e Applicazione del Remote Sensing alla mappatura di macroforme carsiche

La possibilità di applicare le più recenti tecniche e metodi di *Remote Sensing* al riconoscimento ed alla mappatura delle macroforme carsiche (principalmente doline, uvala, polje, valli carsiche) costituisce un aspetto sostanziale del presente studio. In contesti areali sufficientemente estesi ed in cui la ricognizione sul campo comporterebbe un notevole dispendio di tempo e/o risorse, tale metodica può costituire un valido supporto integrativo, se non una base preliminare d'indagine su cui strutturare le successive analisi di dettaglio. Per tutta questa serie di ragioni, si è tentato di sviluppare un metodo semi-automatico e sufficientemente efficace per il telerilevamento e la successiva mappatura delle depressioni carsiche alla meso- e macroscale (cfr. 3.2d) dell'area dei Massicci di Grazalema e del Libar. In generale, negli ultimi decenni i dati telerilevati (ed integrati in sistemi GIS) sono stati utilizzati con successo nel rilievo e nella cartografia di forme superficiali, specie in studi geomorfologici applicati (Verstappen, 1977; Gupta, 2003; Gao and Zhou, 2008; Siart *et al.*, 2009). E' noto come le foto aeree (con risoluzione spaziale elevata) costituiscano una fonte valida ed affidabile nell'interpretazione visuale, specialmente per morfologie di piccole dimensioni (metrico-decimetrica). D'altra parte in tempi recenti le immagini satellitari ad alta risoluzione sono progressivamente divenute più facilmente reperibili e, pertanto, sempre maggiormente utilizzate anche in relazione alle loro intrinseche proprietà: grande livello di dettaglio, multispettralità, progressivo incremento della copertura globale, ecc. (Siart *et al.*, 2009). A titolo d'esempio, i dati satellitari Quickbird © (il noto satellite commerciale per l'osservazione terrestre con un'altissima risoluzione spaziale, pari a 60 cm nella banda pancromatica) può competere con i dati fotorilevati e consentire mappature di base a scale comprese tra 1:25.000 e 1:2.500 (Manning, 2007). A dispetto di queste caratteristiche uniche, i costi per l'acquisizione di tali collezioni di immagini digitali ad alta risoluzione non sono sempre affrontabili. D'altro canto, il satellite Landsat 7 ETM+ è divenuta, ormai, una fonte di dati preziosissima per la comunità scientifica e, aspetto non secondario, in modo gratuito. Il suo sensore ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) è un radiometro a scansione multispettrale in otto bande in grado di fornire immagini ad alta risoluzione dell'intera superficie terrestre, registrando la radiazione spettralmente filtrata nelle bande VNIR (visibile e vicino infrarosso), SWIR (infrarosso ad onda corta), LWIR (infrarosso ad onda lunga) e pancromatica. In particolare esso rileva: una banda pancromatica con 14,25 metri di risoluzione spaziale (banda 8); sei bande nel visibile (luce riflessa) nello spettro del blu, verde, rosso, vicino infrarosso (NIR) ed infrarosso medio (MIR) con 28,5 metri di risoluzione spaziale (bande 1, 2, 3, 4, 5 e 7); un doppio canale nell'infrarosso termico con 60 metri di risoluzione spaziale (banda 6).

Solo di recente, un certo numero di indagini sono state pubblicate in relazione allo studio dei fenomeni carsici attraverso l'uso di immagini aeree e satellitari (Hung *et al.*, 2002; Kokalj e Ostir, 2007; Siart *et al.*, 2009). Gran parte di essi, tuttavia, è basato su tecniche dispendiose in termini di tempo (cartografia manuale digitale, interpretazione visiva ed analisi spaziale dei dati con sistemi GIS), ragion per cui nel presente studio si è reso necessario sviluppare (data la notevole estensione e preponderanza delle morfologie carsiche nella zona) un metodo semi-automatico di discriminazione di tali *oggetti* che sia adeguatamente affidabile alla meso- e macroscale. Va tuttavia subito precisato che il telerilevamento di alcune forme carsiche (principalmente delle depressioni chiuse) può essere relativamente problematico, tenuto conto che alcune di tali morfologie hanno dimensioni inferiori al potere risolutivo di alcuni sensori aerotrasportati o satellitari. In aggiunta, così come accade per ogni altra forma di superficie, esse non hanno attributi spettrali unici ed univoci, ovvero non forniscono sempre la medesima risposta spettrale (Siart *et al.*, 2009). Ne discende, ovviamente, che in presenza di tale criticità è dunque

fondamentale l'integrazione con un tradizionale approccio metodologico basato sul rilievo di campo per la definizione delle verità a terra (o *ground truth*). Fortunatamente, il fatto non trascurabile che le depressioni di origine carsica dell'area mediterranea siano frequentemente ricoperte di sedimenti colluviali con spessori anche di qualche metro (Delannoy, 1987; Boyer, 2004; Salomon, 2006; Šušteršič *et al.*, 2009) rappresenta un notevole vantaggio nell'identificazione di firme spettrali caratteristiche. Questi materiali sciolti (cfr. 3.d3) rappresentano degli ottimi indicatori indiretti della possibile presenza di doline, uvala, polje e forme carsiche miste. Tutto ciò, poiché possiamo ragionevolmente ammettere che questi depositi sedimentari (talora estesi ed interni alle depressioni) siano per l'appunto rilevabili con tecniche di Remote Sensing e che siano, altresì, relazionati a fenomeni di degradazione ed alterazione del substrato carsico (Siart *et al.*, 2009). Naturalmente, non tutte le coperture di materiali sciolti sono correlabili a depressioni di origine carsica, ma solo i depositi colluviali o i depositi di soluzione residuale assumono una certa valenza. Come già osservato in precedenza (cfr. 3.d3), questi ultimi sono caratterizzati da importanti concentrazioni di minerali ferrosi (Delannoy, 1987; Boyer, 2004; Salomon, 2006), di modo che essi si prestano bene all'applicazione di tecniche di telerilevamento. In ragione del fatto che alcuni minerali (ematite, goethite, magnetite, ecc.) mostrano caratteri spettrali diagnostici che ne permettono l'identificazione con il Remote Sensing (Gupta 2003), è allora possibile mettere a punto una procedura (basata sul telerilevamento) volta all'identificazione delle morfologie carsiche alla meso- e macroscale e che sfrutta le tecniche ed i metodi applicati precedentemente in altri ambiti di indagine: esplorazione petrolifera o mineraria, geomorfologia di aree desertiche, ecc. (Sabins, 1999; Gupta, 2003; Soe *et al.*, 2005).

Nell'ottica di ottenere un risultato significativo usando immagini digitali **Landsat 7 ETM+ 2000** (qualitativamente contraddistinte da una risoluzione spaziale medio-alta ed una risoluzione spettrale molto buona) si è reso necessario incrementare sensibilmente la risoluzione spaziale e spettrale di immagini telerilevate (essenzialmente ortofotografie digitali) attraverso tecniche di fusione della risoluzione (*resolution merge techniques*). In gran parte dei sistemi di scansione radiometrica, le immagini pancromatiche hanno solitamente i più alti livelli di risoluzione spaziale, mentre le bande multispettrali forniscono informazioni di alcuni canali spettrali.

L'operazione di *resolution merging* (nota anche come *pan-sharpening*) è stata ottenuta attraverso l'applicazione di tecniche iterative basate: sulla **Principal Component Analysis (PCA)**, sulla **Brovey Transform** e sulla **IHS Sharpening**. Si tratta di metodi di fusione molto diffusi, spesso integrati in gran parte degli applicativi GIS (ArcGIS, Quantum GIS, ecc.) o di elaborazione e gestione di immagini satellitari o aerofotografiche (ENVI ©, ERDAS IMAGINE ©, OSSIM ©, ecc.). Tali metodi mirano ad integrare le caratteristiche multispettrali dei due tipi di immagini in un'unica immagine ad alta risoluzione spaziale, combinando i principali vantaggi di entrambe le immagini originali (Erdogan *et al.*, 2008). Il più importante vincolo nell'uso dei metodi di *pan-sharpening* è rappresentato dalla necessità di preservare l'informazione spettrale nelle applicazioni di telerilevamento (come classificazioni dell'uso del suolo o per l'esplorazione mineraria). E' utile osservare che il metodo ideale usato per fondere i dati immagine con alta risoluzione spaziale e spettrale non dovrebbe distorcere le caratteristiche del dato ad alta risoluzione spettrale. Altro aspetto di estrema rilevanza nell'applicazione delle procedure di *merging* consiste nella georeferenziazione preliminare in unico sistema di riferimento di tutte le immagini da processare. Secondo Erdogan *et al.* (2008), il metodo della *Principal Component Analysis (PCA)* è preferibile quando si desidera che i valori radiometrici (o *color balance*) dell'immagine multispettrale di partenza siano mantenuti quanto più vicini a quelli dell'immagine finale. Sfortunatamente, la preservazione della precisione radiometrica comporta un notevole e limitante sovraccarico computazionale. Di conseguenza la PCA è uno dei metodi più lenti tra quelli di fusione e, ovviamente, richiede più risorse di sistema. Il metodo della *Brovey Transform*, invece, riesce ad aumentare visivamente il contrasto tra le parti alte e basse dell'istogramma dell'immagine (Liu, 2000). Di conseguenza, a dispetto di una perdita minima nella radiometria

della scena originale (secondo Erdogan *et al.*, 2008), esso si rivela indicato nel produrre immagini RGB con maggior grado di contrasto e visivamente più soddisfacenti. Infine, il metodo dell'*IHS* (*Intensity Hue Saturation*, ovvero tonalità, saturazione e luminosità) *Sharpening* esegue inizialmente una trasformazione tra spazi di colore RGB e IHS dell'immagine originaria (a bassa risoluzione), sostituisce la banda della luminosità con quella corrispondente dell'immagine ad alta risoluzione, ricampiona automaticamente le bande di tonalità e saturazione con la dimensione del pixel dell'immagine ad alta risoluzione (utilizzando tecniche di convoluzione distinte), infine trasforma nuovamente l'immagine in uscita nello spazio di colore RGB. Questa tecnica si presta molto bene alla segmentazione dell'immagine e, dunque, all'analisi visuale per il riconoscimento di oggetti.

I dati immagine del presente studio (fig. 4.8) sono rappresentati da 17 ortofoto aeree (già corrette radiometricamente e con dimensioni della cella unitaria pari a 0,5 x 0,5 metri) prodotte dalla *Consejería de Medio Ambiente* della *Junta de Andalucía* (e corrispondenti all'estensione dell'area di indagine, cfr. 4.c) e dalla collezione di 8 immagini ortorettificate Landsat-7 ETM+, acquisite dal sensore in data 20/08/1999 e corrispondenti al *WRS2: path 201 / row 35*. Nel concreto, ai fini dello studio, si è fatto ricorso solo alle bande Landsat-7 ETM+ B1, B2, B3, B4, B5, B7 (con cella unitaria di 28,5 x 28,5 m) e alla banda pancromatica B8 (con cella unitaria di 14,25 x 14,25 m).



Fig.4.8 Immagini digitali rappresentative di una porzione dell'area di studio (settore centrale della Sierra de Libar): A) ortofoto aerea con risoluzione spaziale di 0,5 metri/pixel (Junta de Andalucía, 2006); B) banda 8 pancromatica Landsat ETM+ con risoluzione spaziale di 14,25 metri/pixel (1999); C) composizione delle bande Landsat ETM+ 3-2-1 (28,5 metri/pixel).

Operativamente, sono state inizialmente prodotte tre immagini Landsat 7 ETM+ multi-banda e con sintesi spettrale 3-2-1, 4-3-2 e 7-5-4 (precedentemente georeferite all'*European Datum 1950 30N*). Tale operazione è stata eseguita attraverso lo strumento di composizione delle bande spettrali di ENVI © 4.7. Successivamente le immagini generate sono state fuse (alternativamente

con le tecniche PCA, Brovey Transform e IHS Sharpening , disponibili tanto nel software ENVI quanto in ArcMap e QGIS) con la banda pancromatica B8 del Landsat 7 ETM+ ed al prodotto finale è stata applicata una maschera corrispondente all'estensione dell'area di studio per ridurne il peso dimensionale. Il risultato più soddisfacente dal punto di vista qualitativo si è ottenuto ese-

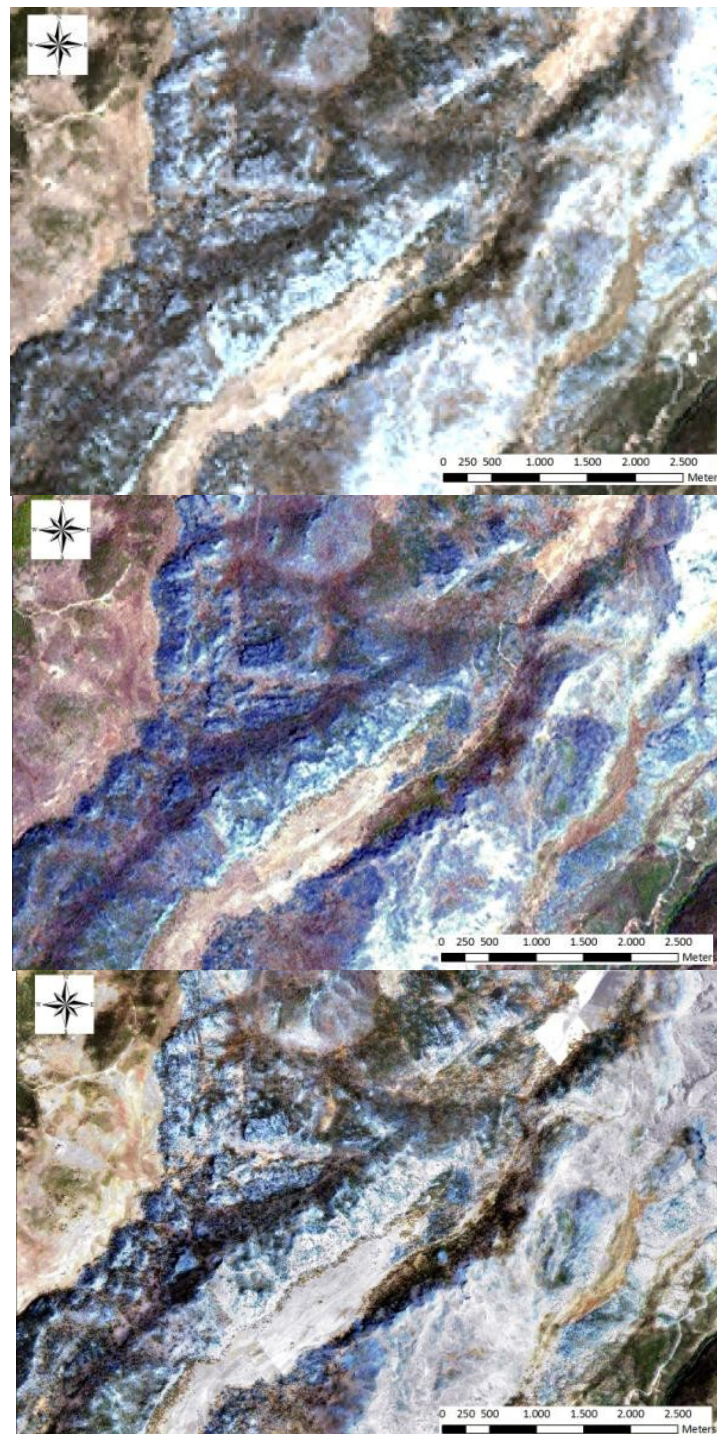


Fig.4.9 Immagini digitali rappresentative della metodologia di *resolution merging* applicata a titolo esemplificativo ad una porzione dell'area di studio (settoro centrale della Sierra de Libar). *In alto*: sintesi 3-2-1 delle bande Landsat ETM+ (risoluzione finale 28,5 metri/pixel); *al centro*: immagine ottenuta dal *resolution merging* (attraverso algoritmo di *PCA sharpening*) della sintesi 3-2-1 con l'immagine relativa alla banda pancromatica B8 Landsat ETM+ (risoluzione finale 14,25 metri/pixel); *in basso*: risultato finale ottenuto dalla fusione (con algoritmo di *IHS sharpening*) della precedente immagine con una delle 17 ortofoto radiometricamente corrette e con 0,5 metri/pixel di risoluzione spaziale finale.

guendo la PCA. A questo punto l'immagine prodotta è stata a sua volta fusa con ciascuna delle 17 ortofoto ad elevata risoluzione spaziale, pari a 0,5 metri/pixel (fig. 4.9). In questo caso la tecnica di *merging* che ha offerto una qualità visiva maggiore è risultata essere la *IHS sharpening*. Il passaggio finale è consistito nell'applicazione di un filtro convoluzionale (*Median*) ed uno adattativo (*Bit Error*) attraverso gli strumenti di *filtering* di ENVI. Questi filtri hanno rispettivamente la funzione di ammorbidire (*smoothing*) l'aspetto del pixel e preservare la nitidezza ed il dettaglio dell'immagine (tentandone di ridurre il *rumore*).

Il miglioramento spettrale dell'immagine appena descritto è stato condotto al fine di poter successivamente eseguire l'operazione di *band ratioing* (o rapporto spettrale) utile a fornire ulteriori indicazioni visive non altrimenti desumibili dal solo ricorso alle bande spettrali originali e alle composizioni in falsi colori (Siart *et al.*, 2009). Solitamente questo procedimento consiste nel dividere il *digital number* (ovvero l'informazione spettrale relativa alle celle unitarie delle immagini processate) di due bande significative e corrispondenti alla stessa posizione spaziale, in maniera tale da produrre migliori variazioni del contrasto e tali da evidenziare più efficacemente determinati aspetti dell'immagine (Gupta, 2003; Lillesand *et al.*, 2004). In questo studio sono stati elaborati alcuni rapporti caratteristici tra bande ed utilizzati da altri autori in contesti geologico-geomorfologici simili (Soe *et al.*, 2005; Siart *et al.*, 2009):

- VNIR B₃/B₁, noto anche come *Iron Oxide Index* (IOI), in grado di produrre un'immagine indicativa della concentrazione di ossidi ed idrossidi di ferro al suolo (dal momento che tali minerali mostrano elevati valori di riflettanza nelle bande B₁ e B₃ delle immagini Landsat 7 ETM+);
- SWIR B₅/B₄, che fornisce un'indicazione qualitativa della presenza di minerali ferrosi al suolo, con concentrazioni maggiori nella parte alta dello spettro dell'immagine prodotta;
- SWIR B₅/B₇, evidenzia concentrazioni prevalenti di minerali argillosi nelle zone più chiare dell'immagine prodotta;
- VNIR-SWIR B₄/B₃ (o *vegetation index*, VI) consente (in un contesto carsico, secondo Siart *et al.*, 2009) di discriminare tra aree vegetate (tonalità più chiare) e aree non vegetate (tonalità più scure).

Una volta prodotti i rapporti spettrali si è proceduti all'interpretazione visuale e speditiva delle immagini ad essi associate per una prima identificazione e classificazione delle depressioni carsiche. Ciò ha consentito di ottenere, al contempo, una valutazione sommaria dell'affidabilità del metodo. In particolare le immagini sembrano mostrare una discreta corrispondenza con la reale presenza di morfologie carsiche, specialmente nel caso delle macroforme (polje, uvala e valli secche e cieche). Per i rapporti di bande spettrali a) B₃/B₁, b) B₅/B₇ e c) B₄/B₃ tale corrispondenza è significativamente (e statisticamente) più elevata, indicando: nel caso a) e b) la presenza di accumuli di suoli residuali ricchi di ossidi di ferro e minerali argillosi sul fondo di alcune doline di depressione idrogeologica e di ricarica puntuale (cfr. 3.2d), dei polje e delle valli secche di maggior estensione; nel caso c) la presenza di una coltre vegetazionale arbustiva su superfici di criptocorrosione (attuali o antiche) e su complessi di karren semiliberi. Nel dettaglio, il caso a) è quello che ha fornito la migliore risposta spettrale tra quelle elaborate (fig. 4.10). Va tuttavia ricordato come le operazioni di fusione delle immagini condotte in precedenza introducono nell'*output* grafico alcuni errori computazionali, che si manifestano sotto forma di "aloni" o gruppi di pixel dai colori troppo intensi. Come già osservato, l'applicazione di alcuni filtri caratteristici ha proprio lo scopo di ridurre tale rumore di fondo, anche se non sempre con risultati soddisfacenti. Nell'interpretazione visiva e nella successiva mappatura delle morfologie oggetto di indagine si è pertanto dovuto tener conto di questo intrinseco errore computazionale. Al fine di testare la reale corrispondenza tra le evidenze delle immagini di output e gli oggetti ed i materiali reali della zona di studio si è poi passati alla *ground-truth verification* (o controllo delle verità a terra), così da consentire la calibrazione e l'analisi più efficace dei dati telerilevati. In

particolare, osservazioni in situ di un numero significativo di meso- e macroforme carsiche precedentemente identificate e classificate con l'analisi visuale dell'immagine dell'IOI hanno rivelato l'effettiva presenza di accumuli concentrati (in singoli grani reniformi o aggregati) principalmente di Goethite ($\text{Fe}^{+3}\text{O}(\text{OH})$) ed Ematite (Fe_2O_3) (fig. 4.11).

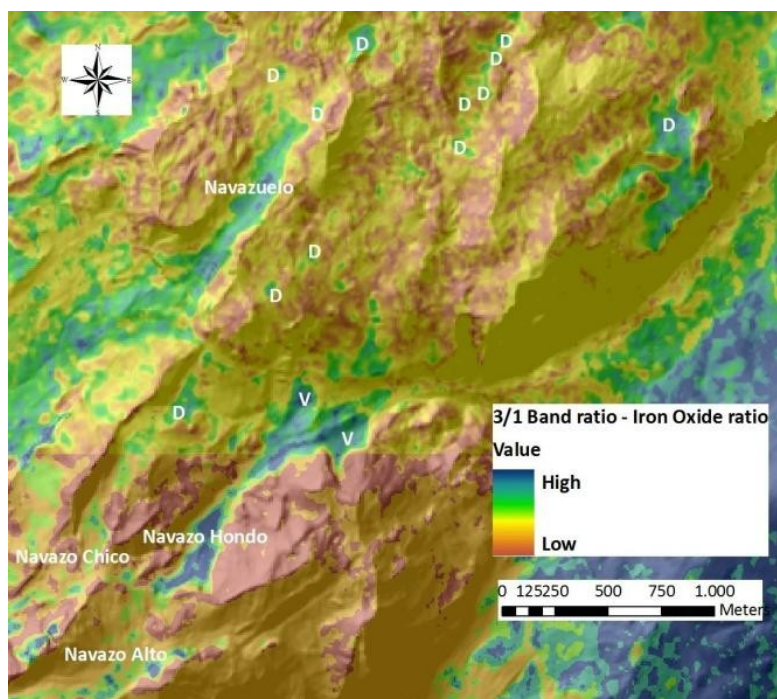


Fig.4.10 Immagine in scala di colori arbitraria dell'IOI posta in trasparenza su uno shaded relief (a 10 metri di risoluzione spaziale) e relativa al settore centrorientale del Massiccio di Grazalema. Le tonalità dal verde chiaro al blu scuro indicano accumuli di suoli ricchi in ossidi ed idrossidi di ferro legati a coperture residuali. Si noti come tali concentrazioni siano significativamente alte in corrispondenza dei polje del Navazo Hondo e Navazuelo e, in misura minore, del Navazo Chico e Navazo Alto. Elevate concentrazioni si rilevano anche in corrispondenza di numerose doline (D) e nelle due valli secche della porzione centrale dell'immagine.

In relazione a quanto appena osservato, si è proceduto successivamente all'elaborazione di una composizione spettrale nello spazio colore RGB di tre bande corrispondenti ai rapporti B_3/B_1 , B_5/B_7 , B_4/B_3 ed estesa all'intera area di studio, ovvero: $R= B_3/B_1$, $G= B_5/B_7$, $B= B_4/B_3$ (fig. 4.12). Questo output grafico risulta di particolare efficacia interpretativa se integrato in trasparenza con uno *shaded relief* di fondo (quest'ultimo elaborato in ambiente GIS a partire dal DEM a 10 metri di risoluzione spaziale) e tenendo conto degli errori computazionali del *merging* di ciascuno dei rap-



Fig.4.11 Aggregati e forme singole di ossidi ed idrossidi di ferro mineralizzati sul fondo di una dolina nei pressi del polje del Navazuelo (Sierra dell'Endrinal).

porti spettrali rappresentato nei tre canali RGB. In aggiunta vanno considerate alcune discriminanti di natura geologica e geomorfologica e che solo il rilievo di campagna ha consentito di considerare. Ad esempio, la composizione mineralogica di alcuni gruppi di formazioni stratigrafiche (soprattutto appartenenti alle unità del Complesso del Campo di Gibilterra e a quelle Post-orogeniche, cfr. 2.b) rivela dei picchi di intensità nell'IOI assolutamente non correlabili con i meccanismi di lisciviazione sulle coperture carsiche responsabili dell'accumulo di suoli residuali ricchi in ossidi ed idrossidi di ferro. Allo stesso modo, solo le aree depresse chiuse e sviluppate su coperture carsificabili (essenzialmente carbonatiche) vanno considerate come attendibili e potenziali zone di accumulo.

Come già riconosciuto da Wu *et al.* (2007), Litwin e Andreychouk (2008), Siart *et al.* (2009), Drăgut e Eisank (2011), a dispetto di quest'apparente buon risultato, per un'identificazione più efficace ed affidabile delle meso- e macroforme carsiche risulta quanto mai indispensabile l'integrazione del metodo appena descritto con il rilievo basato sul DEM e gli output dell'analisi spaziale 3D dei GIS (raster delle pendenze, shaded relief, modellizzazione del reticolo idrografico, ecc.). Tale integrazione costituisce, indubbiamente, il procedimento logico più opportuno per superare le limitazioni intrinseche nel *processing* delle immagini satellitari. D'altra parte, è però dimostrabile come l'applicazione di tecniche di remote sensing precedentemente utilizzate solo

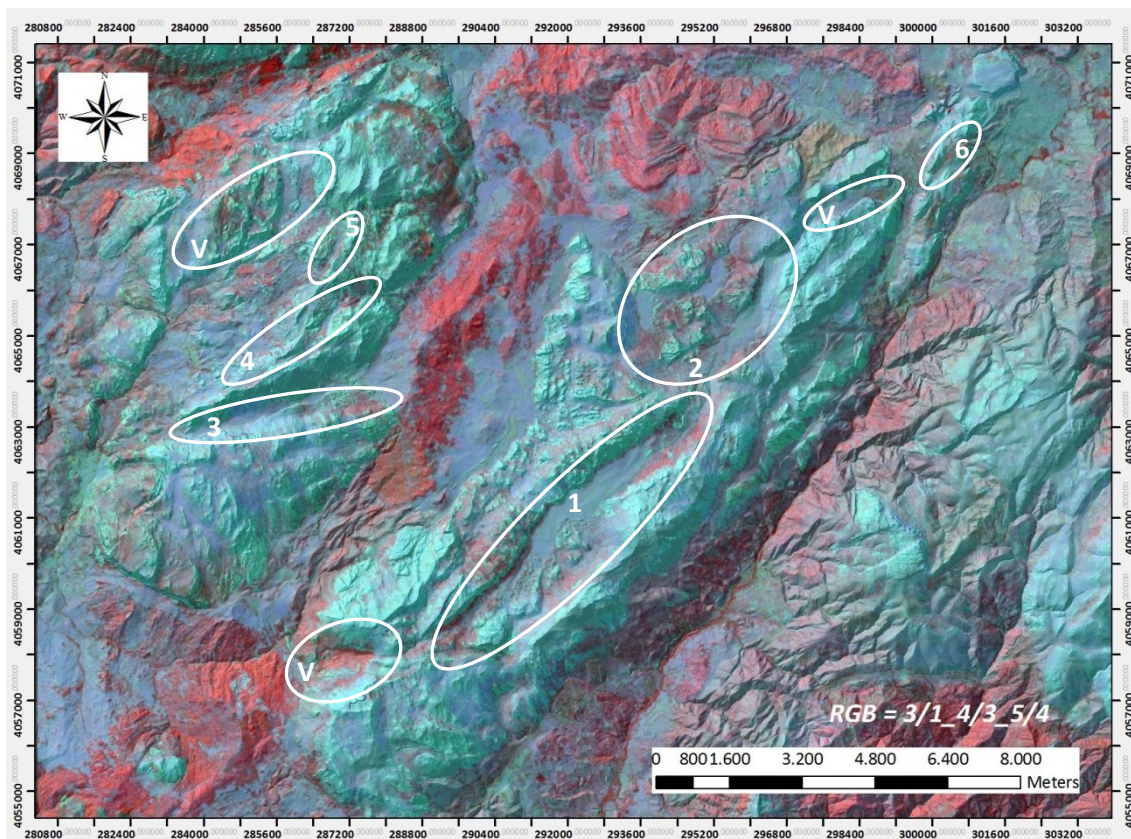


Fig.4.12 Immagine di sintesi nello spazio colore RGB ($R=B_3/B_1$, $G= B_4/B_3$, $B= B_5/B_4$) in trasparenza su uno shaded relief a 10 metri di risoluzione spaziale e relativa all'intera area di studio. Si noti (nelle zone interne ai massicci, ovvero su rocce carsificabili) la concentrazione di aree rossastre legate all'accumulo di ossidi ed idrossidi di ferro e corrispondenti alle meso- e macroforme carsiche: 1. Polje del Libar; 2. Polje di Pozuelo, Zurraque e Burfo; 3. Polje di Villaluenga; 4. Polje del Navazo Alto, Hondo e Chico; 5. Polje del Navazuelo; 6. Polje del Algarrobo; V= valli secche e forme fluvio-carsiche.

in altri ambiti di ricerca (industria petrolifera e mineraria) consenta di generare delle variabili di superficie legate a contesti carsici mediterranei (si pensi alle immagini dell'Iron Oxide Index) e

correlabili strettamente con depressioni chiuse (alla meso- e macroscala) e con accumuli sedimentari caratteristici. Non di secondaria importanza è poi osservare che l'approccio metodologico appena discusso rappresenta una tecnica virtualmente a costo zero, dal momento che, come dimostrato, esso può essere completamente sviluppato attraverso il solo uso di GIS Open Source.

Relativamente all'integrazione dei dati telerilevati con le informazioni parametriche desumibili dall'analisi spaziale svolta in ambiente GIS, nel presente studio si è fatto ricorso ai *tools* analitici di ArcMap di ESRI © e QuantumGIS © che consentono di ottenere variabili topografiche derivate dal DEM. È innegabile, infatti, che alcune di tali variabili legate al rilievo tendano a controllare la distribuzione spaziale delle depressioni chiuse, naturalmente non solo di origine carsica. Come discusso in precedenza (cfr. 3) il fondo di alcune meso- e macroforme carsiche è prevalentemente localizzabile su superfici suborizzontali e generalmente con scarsa pendenza, mentre i versanti più ripidi sono meno adatti al loro sviluppo a causa del basso potenziale di infiltrazione (si veda anche Tüfekci e Sener, 2007). In aggiunta, va pure rimarcato che le zone di debolezza strutturale (in corrispondenza o in prossimità di lineazioni tettoniche) svolgono un ruolo importante nel controllare il deflusso superficiale e l'infiltrazione per via della loro maggiore permeabilità. In questo senso, anche sulla scorta di quanto proposto da Siart *et al.* (2009) nel loro studio, si è deciso di considerare una soglia ipotetica di 7° di *pendenza (slope)* per la localizzazione delle depressioni di possibile origine carsica al fine di escludere aree troppo ripide. Tale valore va considerato una sorta di media più che un limite oggettivo, dato che il DEM, avendo una risoluzione spaziale di 10 metri, può presentare comunque delle inesattezze legate al modello computazionale. Pertanto, in ArcMap © si è proceduto all'estrazione delle aree corrispondenti a tale condizione e, successivamente, alla loro poligonizzazione. Un altro parametro spaziale utile alla determinazione visiva delle depressioni è rappresentato dalla *curvatura (curvature)* della superficie del modello. Attraverso l'apposito strumento analitico di QuantumGIS © è stato generato un raster di curvatura dello spazio in grado di evidenziare molto bene aree piane circondate da soglie curve. Ciò è risultato particolarmente vero nel caso delle morfologie più estese (i polje, le depressioni carsiche di origine mista e le doline maggiori). In seguito è stato elaborato un raster relativo al grado di *ombreggiatura* del modello, ovvero uno *shaded relief*. Nello specifico è stata scelta una doppia direzione di illuminazione dello stesso: una, pari a 315°N , ortogonale alla direttrice di allineamento regionale dei rilievi dell'intera Sierra de Grazalema; una seconda, pari a 45°N , parallela a tale direttrice. L'efficacia visiva degli output prodotti è risultata maggiore nel primo caso, evidenziando meglio contorni di superfici chiuse o lineazioni tettoniche caratteristiche. Un'ulteriore elaborazione analitica svolta in ArcMap © è consistita nella produzione di un raster relativo all'*esposizione* dei versanti (*aspect*), ovvero l'orientazione della direzione di massima pendenza della superficie topografica. Esso è in grado di rivelare alcune isorientazioni degli stessi, indicative di un medesimo controllo strutturale e/o una comune evoluzione morfologica. La *hydrologic surface analysis (HSA)* delle funzioni di analisi spaziale di ArcMap © applicata al DEM ha poi consentito l'ottenimento di alcune utili informazioni sul drenaggio superficiale dell'area. Il reticolo idrografico prodotto (fig. 4.13) ha permesso, infatti, di ricavare i *sink* idrologici (punti di recapito endoreico o di infiltrazione legata a contatto tra litologie a differente permeabilità), potenzialmente indicativi di depressioni chiuse. A tali punti è stato applicato un buffer di 10 metri ed il risultato è stato sovrapposto ad altri livelli informativi (*shaded relief*, immagini di rapporti di bande spettrali, ecc.) per verificare e valutare l'eventuale raggruppamento dei *sink* in zone depresse. Infine è stato elaborato in QuantumGIS © un raster del *grado di asperità topografica*, ovvero il TRI (*Topographic Roughness Index*), un indice che esprime la variabilità della superficie ed è una buona approssimazione del potenziale di propagazione di elementi di disturbo sulla superficie stessa (flussi, movimenti gravitativi concentrati, ecc.). Nel caso specifico il TRI evidenzia nettamente alcune morfostrutture caratteris-

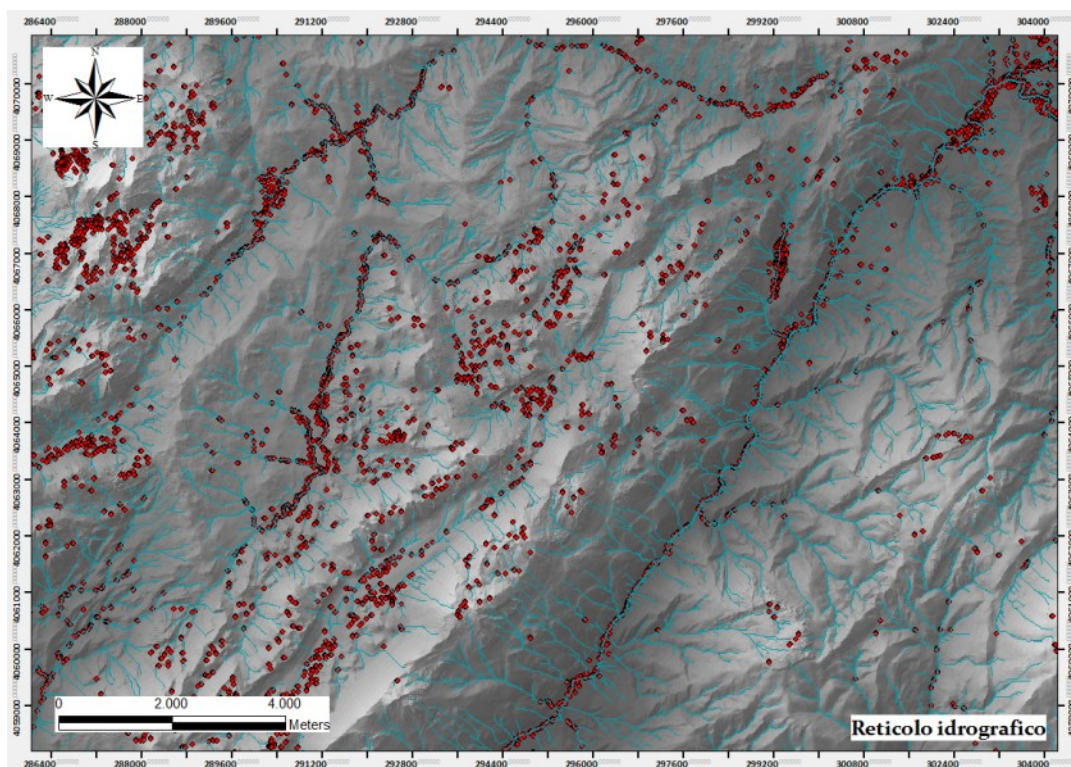


Fig.4.13 Reticolo idrografico (in azzurro) di parte dell'area di studio con localizzazione dei punti di sink (in rosso) su DEM ottenuti dalla *hydrologic surface analysis* (HSA) svolta in ArcMap®.

tiche (orli di scarpate, orli di *cuestas*, ecc.), le superfici di criptocorrosione carsica terrazzate dei vari polje, oltretutto alcuni lineamenti tettonici con chiara espressione morfologica.

Nell'ottica di riconoscere in maniera complessiva i caratteri propri della geomorfologia carsica della zona (ovvero le variabili che ne controllano lo sviluppo e la distribuzione spaziale delle forme associate, tabella 4.2 e figg. 4.14-15), un secondo livello d'indagine si è reso necessario. Dopo aver generato tutte le condizionanti parametriche spaziali (*slope*, *aspect*, *curvature*, *shaded relief*, *sink* e *TRI*) e che costituiscono il primo livello di indagine e mappatura, l'intersezione e la sovrapposizione di tutti i livelli informativi in ambiente GIS ha consentito il rilievo finale delle

<i>Parametro</i>	<i>Proprietà</i>	<i>Formato di rappresentazione</i>
<i>Morfologie rilevate con tecniche di remote sensing</i>	Riconoscimento ed estrapolazione di morfologie caratteristiche attraverso rapporti di bande spettrali e composizione di immagini diagnostiche.	Raster
<i>Fotointerpretazione 3D</i>	Identificazione ed editing grafico in ambiente GIS degli elementi geologici e geomorfologici di interesse	Raster
<i>Slope</i>	Aree con pendenza inferiore ai 7°	Raster e vettoriale
<i>Aspect</i>	Aree con isorientazione o piane	Raster
<i>Curvature</i>	Aree piane con soglie curve	Raster
<i>Shaded relief</i>	Aree a contorno chiuso o delimitato da elementi strutturali	Raster
<i>Topografia e idrologia</i>	Aree depresse e punti di recapito endoreico del bacino idrografico (sink)	Raster e vettoriale
<i>TRI</i>	Aree con asperità superficiale nulla	Raster e vettoriale
<i>Copertura litologica</i>	Aree con litologia carsificabile	Raster e vettoriale

Tab. 4.2 Parametri di input per la caratterizzazione delle morfologie carsiche.

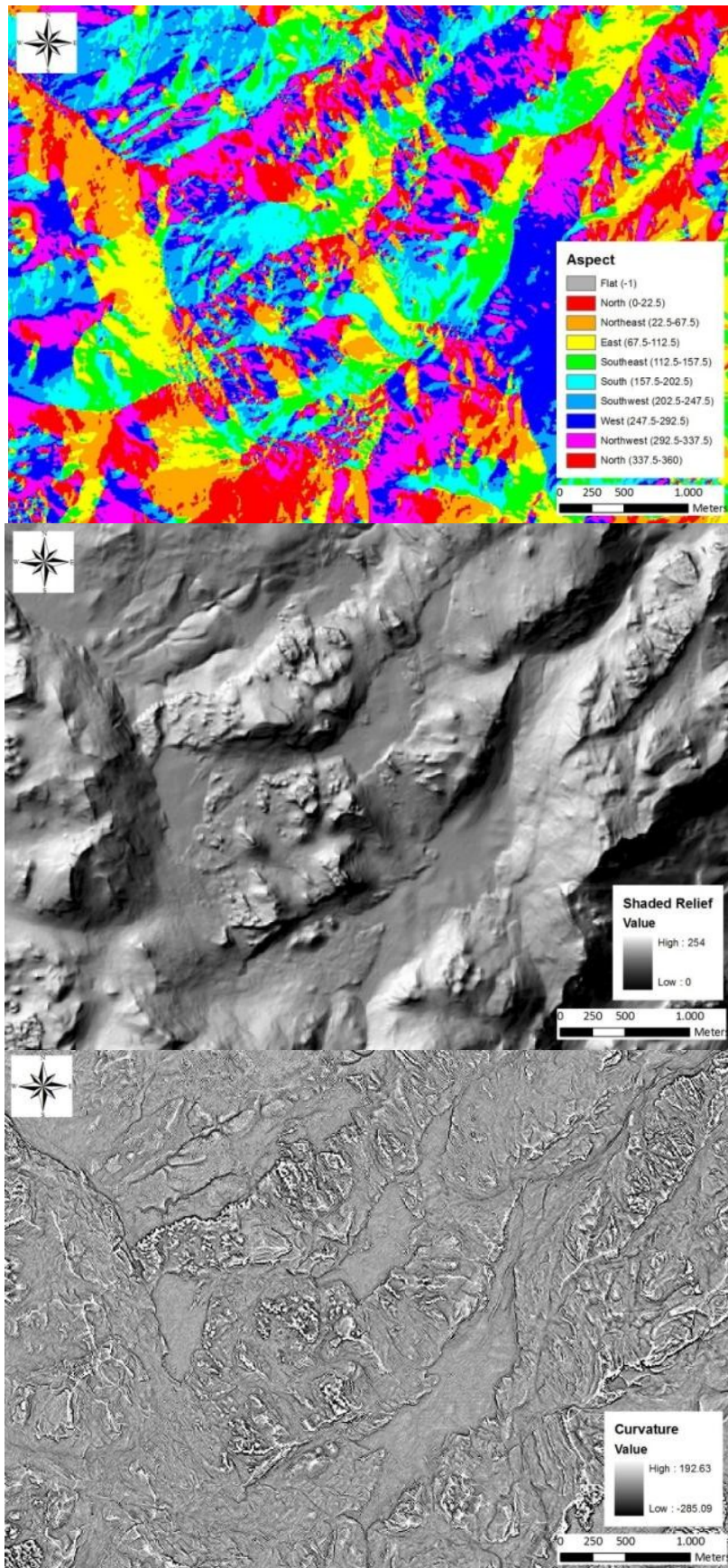


Fig.4.14 Panoramica grafica dei parametri di input per la caratterizzazione delle depressioni carsiche dell'area di Pozuelo-Burfo-Zurraque: *in alto*, esposizione dei versanti (*aspect*); *al centro*, *shaded relief* con direzione di illuminazione a 315° N; *in basso*, indice di curvatura superficiale (*curvature*).

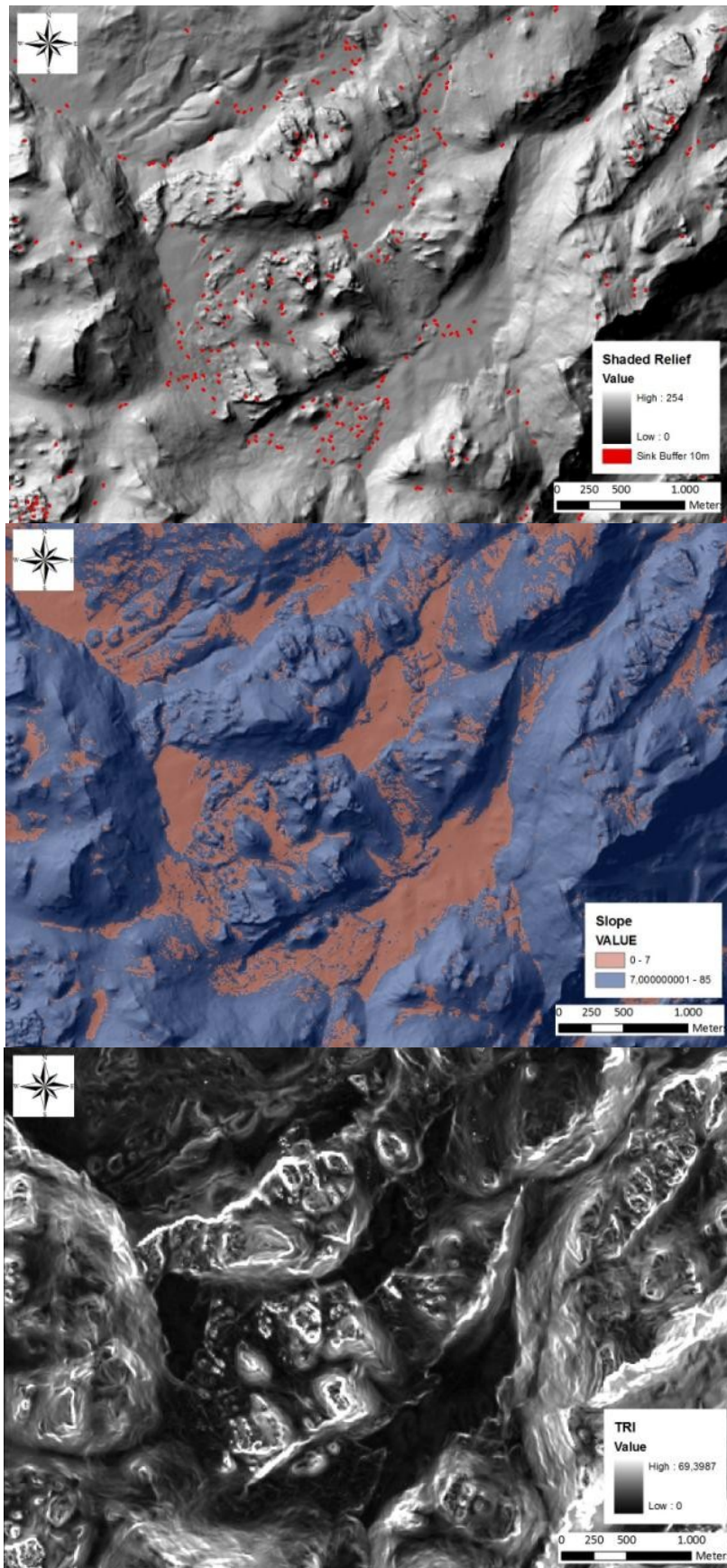


Fig.4.15 Panoramica grafica dei parametri di input per la caratterizzazione delle depressioni carsiche dell'area di Pozuelo-Burfo-Zurraque: *in alto*, localizzazione dei sink del DEM su *shaded relief*; *al centro*, superfici topografiche con pendenze inferiori o uguali ai 7° su *shaded relief*; *in basso*, TRI (grado di asperità topografica).

forme carsiche e l'analisi della loro distribuzione spaziale (cfr. 5) nell'ambito del contesto di studio. Va precisato che ogni parametro (o livello) interpretativo è stato sottoposto ad una valutazione della qualità dei dati estrapolati, ciò al fine di centrare il più possibile l'analisi delle forme carsiche solo su oggetti spaziali "reali" e, soprattutto, in maniera tale da tarare la risoluzione dei dataset ottenuti alle necessità di rappresentazione ad un'opportuna scala di interesse. In questo senso fondamentale è stato l'ausilio della fotointerpretazione 3D descritta in precedenza.

La sovrapposizione tematica di questi layer informativi ad ulteriori livelli relativi alla condizionante litologica (e conseguente al rilevamento geologico svolto in precedenza), a quella strutturale (legata alla caratterizzazione morfostrutturale e neotettonica dei massicci, cfr. 5.a), a quella vegetazionale ed a quella climatica (cfr.5.a4) ha infine condotto all'elaborazione di una *mappa della suscettibilità alla carsificabilità superficiale* e, evidentemente, alla stesura di una serie di *mappe geomorfologiche di dettaglio* dell'area di studio. Le fasi complessive dell'approccio metodologico seguito e fin qui descritto sono sintetizzate nella flow chart in fig. 4.16.

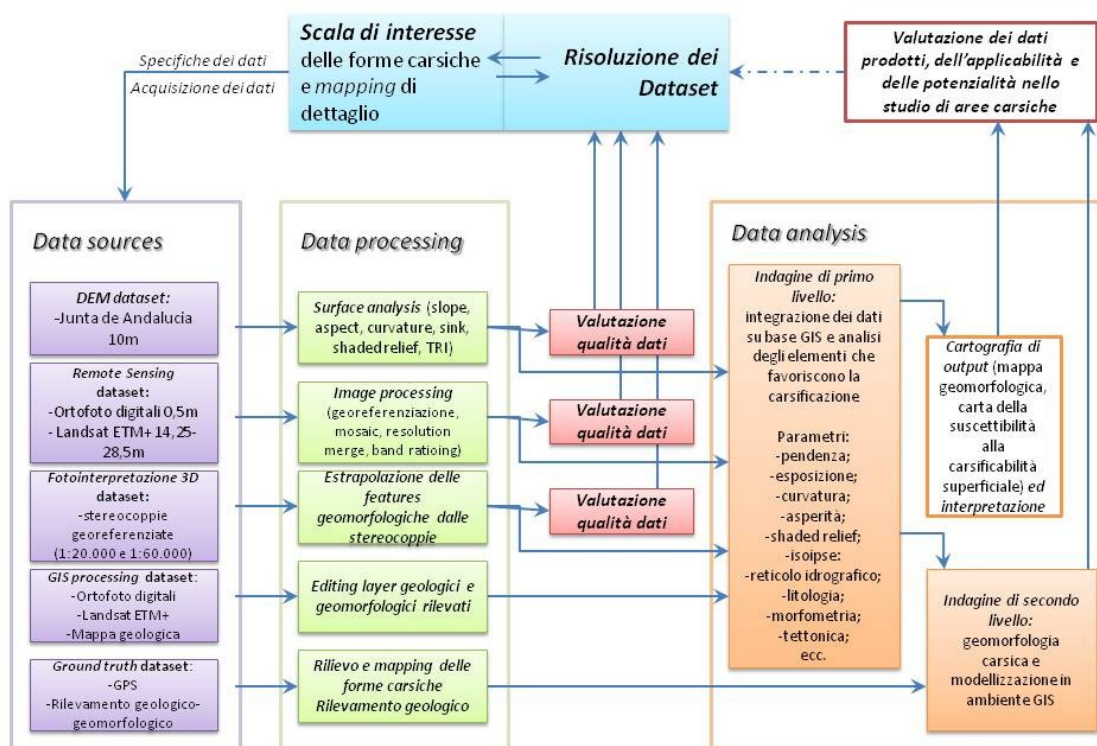


Fig.4.16 Flow chart rappresentativa dell'approccio metodologico seguito nell'identificazione e mappatura delle esoforme carsiche alla meso- e macroscale.

4.f Progettazione e studio di fattibilità di un WebGIS database

La straordinaria varietà e quantità di forme carsiche che connota il paesaggio dei massicci della Sierra de Grazalema ha determinato la necessità di rappresentare tale geodiversità attraverso degli strumenti innovativi ed efficaci tanto in termini di rappresentazione quanto di fruibilità. Le modalità di elaborazione ed applicazione di tali strumenti verranno trattate approfonditamente nel capitolo 7.

Da un punto di vista metodologico, l'esigenza di rappresentare e valutare correttamente tali elementi della geodiversità in modo da garantirne una fruibilità consapevole da parte degli *end-users*, ha suggerito la possibilità di strutturare e realizzare un WebGIS (battezzato all'occorrenza GeoDIV), ovvero un Sistema Informativo Geografico disponibile in rete e ad accesso libero. Si tratta di un metodo di rappresentazione assolutamente innovativo e di recente diffusione nell'ambito degli studi sulla Geodiversità ed il Geoturismo (si veda, a titolo esemplificativo, Bissig, 2008; Reynard, 2008; Martin, 2010; Giordano *et al.*, 2011; Suma e de Cosmo, 2011), ma che trova ragion d'essere nell'assoluta dinamicità dei suoi contenuti e nella notevole economicità di sviluppo e mantenimento.

Relativamente alla progettazione ed allo studio di fattibilità di GeoDIV, nell'ottica di fornire una panoramica esaustiva della già citata varietà delle forme carsiche della zona (ovvero gli elementi che incrementano il valore della locale Geodiversità) è stato necessario strutturare un piano operativo in tre fasi di sviluppo.

Tutti i dati geologici e geomorfologici raccolti nel presente studio attraverso le metodologie già illustrate (fotointerpretazione, analisi spaziale parametrica, telerilevamento con immagini satellitari, rilevamento sul campo con UMPC e GPS e relativa cartografia tematica) sono stati utilizzati inizialmente nell'implementazione progressiva di un DBMS (DataBase Management System). In particolare (come osservato) l'uso dell'UMPC consente l'editing degli *shapefiles* delle forme rilevate direttamente sul campo e, attraverso il protocollo di trasmissione HSDPA, l'invio automatico in tempo reale dei dati al database di GeoDIV (fig. 4.17). Tale DB raccoglie, evidentemente, tutte le informazioni tematiche georiferite relative alla geologia e geomorfologia dell'area, confluendo infine in un dataset di mappe geologico-geomorfologiche.

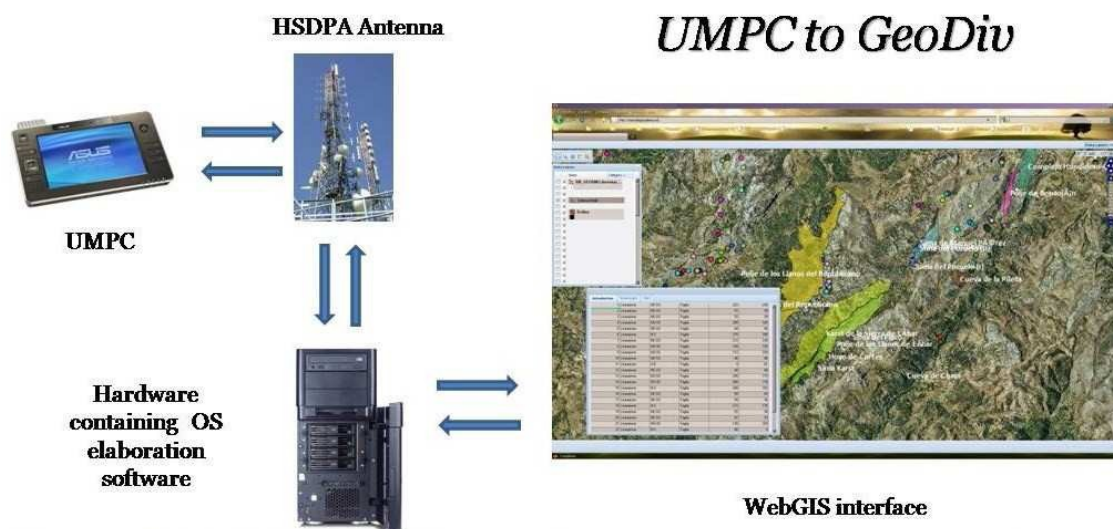


Fig.4.17 Diagramma illustrativo delle varie fasi di sviluppo del database di GeoDIV.

Nella seconda fase di sviluppo la gran mole di dati raccolti precedentemente è stata inserita in un DB gestito da PostgreSQL © (che gestisce solo informazioni numeriche e non spaziali) associato a PostGIS (modulo di QGIS) che ne amministra l'informazione spaziale.

Infine, nell'ultima fase si è cercato di ideare un'interfaccia grafica efficace nel presentare e divulgare tutte le informazioni tematiche 2D e 3D raccolte. Tale interfaccia, ovvero l'applicazione GeoDIV, è stata creata *ad hoc* per il presente studio in collaborazione con il dott. De Cosmo e sulla scorta di precedenti studi simili (si veda De Cosmo *et al.*, 2008, Mantovani *et al.*, 2009). L'interfaccia GeoDIV è stata sviluppata attraverso Mapserver OS © un software che consente la visualizzazione, l'interrogazione e la resa grafica dei dati spaziali (fig. 4.18). E' inoltre possibile aggiungere livelli informativi (percorsi geoturistici, sentieri, punti di interesse, ecc.), zoom di

dettaglio (data la scala di elaborazione dei dati) e, soprattutto, l'esportazione di raster georeferenziati in formato *.tif* delle aree di interesse. Una possibile funzionalità integrativa (non ancora sviluppata) consiste nell'importazione ed installazione dei dati di interesse su dispositivi dotati di GPS o su telefonia mobile e direttamente dall'interfaccia WebGIS di GeoDIV o, alternativamente, dal DB di PostGIS.

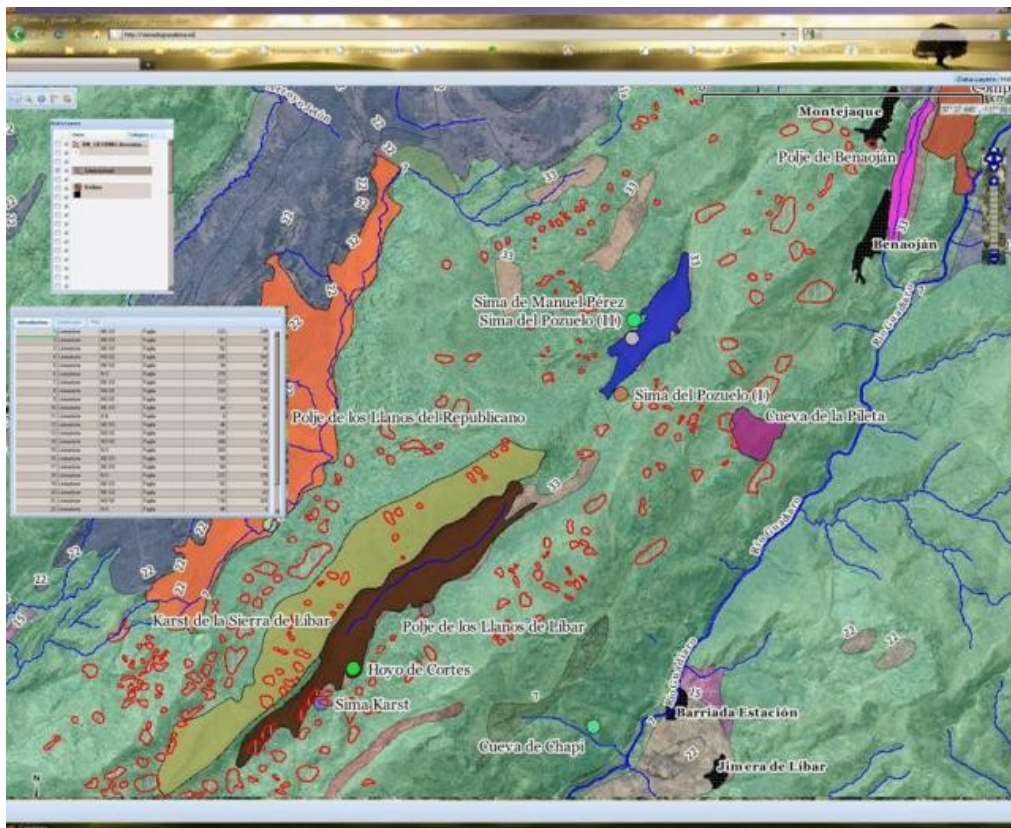


Fig.4.18 Uno screenshot dell'interfaccia del WebGIS di GeoDIV.

A decorative graphic on the right side of the page. It features three blue circles of varying sizes, each composed of concentric circles in different shades of blue. Two thin blue lines intersect at the top left, forming a large 'V' shape that frames the circles. The circles are positioned at the top, middle, and bottom right of the page.

5. Risultati

Caratterizzazione geologica e morfostrutturale dei massicci carsici. Inventario delle forme esocarsiche. Dati relativi all'endocarsismo.

5. Risultati

In questa sezione verranno presentati tutti i risultati (sia in termini di output grafici che di interpretazioni morfoevolutive) ottenuti attraverso l'approccio metodologico illustrato nel capitolo 4. Nel dettaglio si fornirà un'iniziale caratterizzazione geologica e morfostrutturale dell'area, proseguendo con l'inventario, la rappresentazione e l'analisi morfometrica delle forme esocarsiche più rilevanti (karren, doline e polje) e terminando con alcuni dati e considerazioni relative all'endocarsismo.

5.a Caratterizzazione geologica e morfostrutturale dei massicci carsici

5.a1 Cartografia geologica dell'area di studio

L'insieme di informazioni raccolte attraverso il rilevamento sul campo, la fotointerpretazione, l'elaborazione e l'analisi di immagini satellitari ed il ricorso alle fonti bibliografiche hanno consentito la stesura di una carta geologica dell'areale di studio. L'estensione di tale rilievo è essenzialmente centrata sulla copertura dei due massicci carsici presi in esame, ed è confluito in una mappa in scala 1:50.000. In essa sono presenti tutti i tematismi di rilevante interesse geologico:

- Stratigrafia: nomi formazionali (formali ed informali), gruppi di formazioni con significato paleogeografico, unità tettoniche e descrizione sintetica delle litologie desunta significativamente dalle fonti bibliografiche.
- Contatti formazionali: discordanze, concordanze, paraconformità, ecc..
- Geologia strutturale: giaciture, lineazioni tettoniche, faglie, sovrascorrimenti, pieghe, ecc..
- Coperture quaternarie e reticolo idrografico: coltri alluvionali, conoidi di deiezione, colluvioni, piane alluvionali, masse d'acqua, ecc..

Nell'attribuzione delle distinte colorazioni ci si è rifatti alle indicazioni fornite dall'ICS (*International Commission on Stratigraphy*) anche attraverso l'apposito modulo di editing grafico di ArcMap. Per rendere visivamente più efficace la resa visiva finale, alla copertura stratigrafica ed agli altri elementi è stata assegnata una trasparenza tale da permettere di visualizzare il supporto topografico di fondo e lo shaded relief elaborato in precedenza. Il risultato finale è apprezzabile in fig. 5.1.

5.a2 La Formazione Capas Rojas e le coperture triassiche come marker geologici delle fosse tettoniche e dei polje

Come si è avuto modo già di evidenziare nel capitolo 2, l'assetto strutturale dei massicci di Grazalema e del Libar è quanto mai complesso e strettamente associato all'evoluzione tettonica del quadro regionale Betico. In particolare, il piegamento concentrico che ha interessato tutto il dominio Penibetico (a sua volta sovrascorso dalle coperture del Complesso del Campo di Gibilterra) ha prodotto una densa rete di fratture associate alla deformazione generale. D'altra parte, è stato il Triassico in facies Keuper del Gruppo Hidalgo a favorire (come visto) il piegamento stesso delle successioni soprastanti dei gruppi Libar ed Espartina. Il primo (cui appartengono principalmente i calcari giurassici delle formazioni Endrinal e Torcal) ha reagito fragilmente allo sforzo tettonico compressivo, mentre il secondo (che include essenzialmente le coperture marnoso-calcaree del Cretaceo - Terziario della Formazione Capas Rojas) ha subito un chiaro piegamento flessurale (localmente anche molto intenso, cfr. 2.b3). Questo duplice stile strutturale è da considerarsi all'origine della formazione e successiva evoluzione delle fosse (e semifosse) tettoniche che ospitano le forme esocarsiche maggiori, principalmente i polje. Tali strutture, infatti, tendono a svilupparsi in conseguenza dell'attività tettonica di alcune faglie di medio ed alto angolo tanto parallele alla direzione del massimo sforzo compressivo (di direzione da N-S a NO-SE), quanto ortogonali ad esso ed in generale legate alle varie fasi di riattivazione tettonica del sistema di sovrascorrimento delle Zone Esterne descritto in precedenza.

Le grandi lineazioni strutturali (di direzione media NE-SO) che definiscono alternativamente le anticlinali delle successioni carbonatiche giurassiche e le sinclinali occupate dalle formazioni marnoso-calcaree successive presentano una debole vergenza a Sud e, in alcuni casi (Manga de Villaluenga del Rosario e Benaolan), sembrano essere associate a faglie inverse con simile vergenza. Come già osservato, è proprio la presenza dei livelli marnosi della Formazione Capas Rojas (caratterizzata da una scistosità incipiente, obliqua alla stratificazione) ad indicare la debole vergenza a Sud della struttura plicativa di Villaluenga. Infatti, i livelli plastici di tale formazione affiorano sotto forma di lembi poco competenti tra i blocchi calcarei giurassici. Questa situazione è, ancora una volta, molto ben rappresentata sui versanti della Sierra del Caillo (Villaluenga del Rosario, fig. 5.2). Nel caso in questione, le successioni giurassiche controllano il trend del piegamento, producendo pieghe minori relativamente blande, con cerniere aperte e, talora, sbrigativamente interpretate come strutture *box-type* (Delannoy, 1987). La stratificazione dei carbonati giurassici risulta praticamente subverticale mentre la struttura è più stretta sui fianchi facendo sì che delle faglie inverse ad alto angolo e piccolo rigetto orizzontale rompano tali fianchi e producano piccole semifosse tettoniche (fig. 5.2). Nell'esempio specifico, una faglia inversa a direzione NE-SO è attivata (per rottura della rampa) dall'evoluzione del thrust responsabile del sovrascorrimento del Penibetico già descritto da Kirker e McClelland (1996). Tale faglia ad alto angolo ha determinato (nella parte sommitale della Sierra del Caillo, a O e NO dell'abitato di Villaluenga del Rosario) la formazione e la progressiva evoluzione del polje del Navazo Alto, sul fondo del quale affiorano tanto le marne calcaree ed i calcari marnosi della Formazione Capas Rojas profondamente tettonizzate, quanto il Triassico superiore in facies Keuper del Gruppo Hidalgo (fig. 5.2). In altri termini vi si osserva un interessante raddoppio della serie normale Penibetica (Gruppo Hidalgo, Gruppo Libar e Gruppo Espartina), favorito dal sovrascorrimento che ha strutturato la Sierra del Caillo ed agevolato dai livelli plastici sia triassici in facies Keuper che cretacei della Formazione Capas Rojas. Nel polje del Navazo Alto i primi affiorano sul solo fianco sudoccidentale, sotto forma di sottili livelli completamente tettonizzati e brecciati con immersione verso S-SO, analogamente alle formazioni marnoso-calcaree cretacee (fig. 5.3).

Questo stile strutturale si ripete in forme più o meno analoghe in direzione E, ove il raddoppio della serie Penibetica unito al movimento inverso di due faglie (una più esterna, a OSO, ed una più interna, a ENE) genera due ulteriori fosse tettoniche, corrispondenti rispettivamente ai polje del Navazo Hondo e del Navazo Chico (fig. 5.3). Occupando la parte stratigraficamente più bassa della serie raddoppiata, sul fondo di essi non affiora (o affiora solo in piccoli lembi marginali) la Formazione delle Capas Rojas, mentre la copertura superiore (mascherata parzialmente da una coltre alluvionale) è rappresentata da arenarie ed argille triassiche (in alcuni punti molto tettonizzate) della facies Keuper del Gruppo Hidalgo. Una situazione analoga si rileva, con un controllo strutturale leggermente distinto, ma sempre legato alla dinamica sovrascorrente del Penibetico dell'Endrinal, un po' più a N del polje del Navazo Hondo, ovvero in corrispondenza del piano carsico de Los Navazuolos. Anche in questo contesto, una faglia inversa ad alto angolo rompe il fianco sudorientale di un'anticlinale di rampa (il cui asse prosegue a NE nell'anticlinale del Simancon-Relej, fig. 2.44) e porta ad affiorare nuovamente il triassico del Gruppo Hidalgo (fig. 5.3).

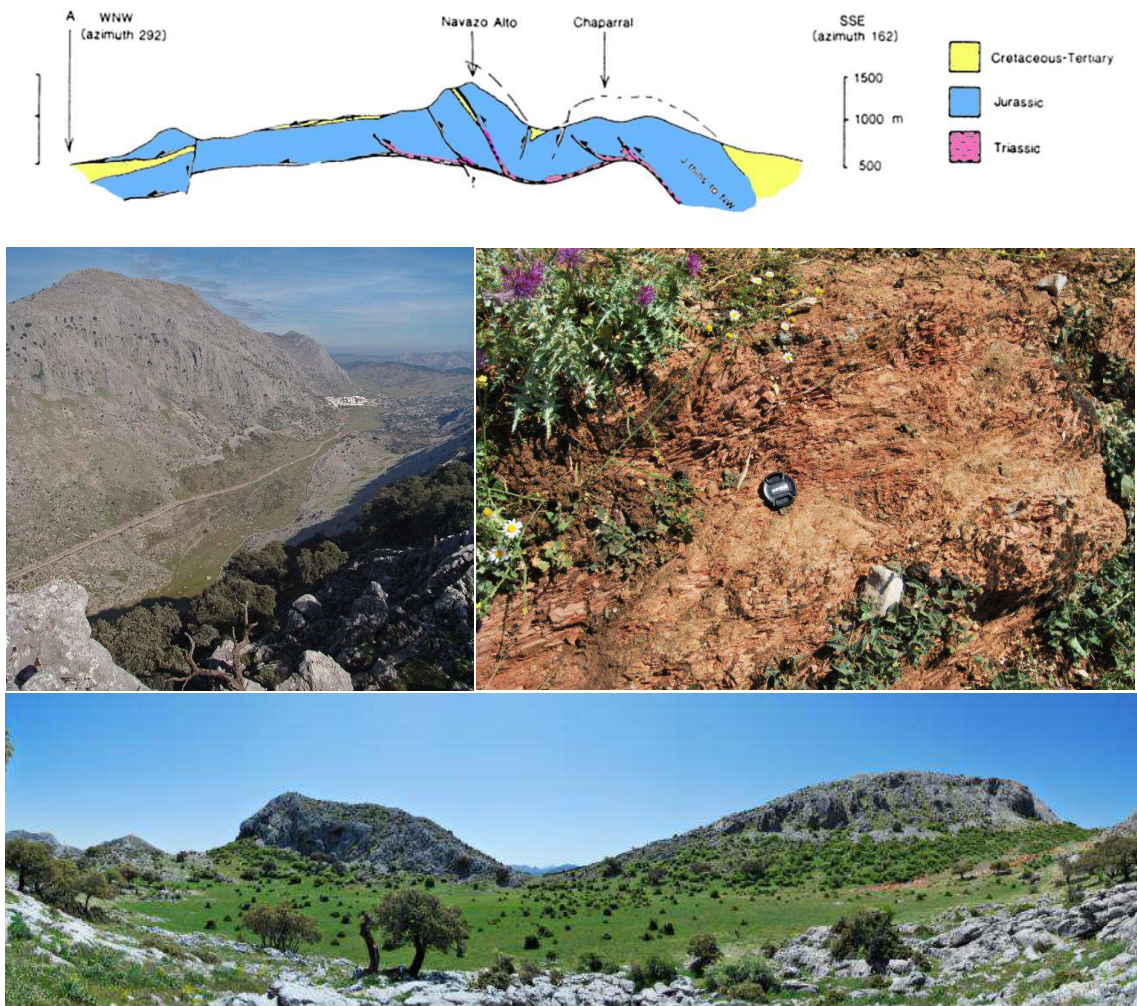


Fig. 5.2 *In alto*: sezione geologica interpretativa del thrust della Sierra del Caillo e dell'associata Manga (o polje) de Villaluenga del Rosario sulla base del profilo di Kirker e McClelland (1996). *Al centro*: a sinistra, panoramica della Manga de Villaluenga del Rosario dal Chaparral; a destra, marne calcaree e calcari marnosi rosati della Formazione Capas Rojas profondamente tettonizzate alla contatto meccanico con il blocco giurassico Penibetico sul fianco meridionale della Sierra del Caillo. *In basso*: panorama del polje del Navazo Alto in direzione SE. Si noti sul fianco occidentale il contatto tra la Formazione Capas Rojas ed il Triassico in facies Keuper coperta da una fitta fascia vegetazionale.



Fig. 5.3 *In alto*: visione d'insieme da NE del sistema di thrust della Sierra del Caillo. Si noti, sul fondo, l'estensione della faglia inversa ad alto angolo che condiziona lo sviluppo lineare del polje del Navazo Alto (1). Più in primo piano (destra dell'immagine), la piccola fossa tettonica che ospita il Navazo Chico (2). *In basso*: panorama dal Navazo Chico della faglia inversa sul fianco sudorientale dell'anticlinale del Simancon-Reloj che dà luogo al polje de Los Navazuelos.

L'importanza di questo stile strutturale, caratteristico del Massiccio di Grazalema e, più in dettaglio, della Sierra del Caillo, risiede d'altra parte nell'aver influenzato in maniera decisiva e certa lo sviluppo iniziale delle forme esocarsiche maggiori, ovvero i polje. La peculiarità di tali morfologie esocarsiche è rappresentata dalle dimensioni contenute (rispetto agli standard morfometrici di Gams, 1978), ma queste possono essere giustificate proprio dall'origine legata a faglie inverse ad alto angolo e ad un relativamente piccolo rigetto orizzontale. In altri termini il fondo di tali polje (di per sé poco o scarsamente carsificabile per via della presenza di marne calcaree cretacee o arenarie ed argille triassiche) può solo evolvere per spianamento laterale (cfr 3.d2). Inoltre, come meglio verrà dettagliato in seguito, la particolare successione stratigrafica raddoppiata limita, per certi versi, le direzioni preferenziali di sviluppo e l'estensione verticale della rete endocarsica associata ai polje. Nelle figure 5.4 e 5.5 vengono riportate, rispettivamente, una mappa morfostrutturale di sintesi dell'area del Navazo Alto e del Sud-Ovest della Sierra dell'Endrinal ed una serie di profili interpretativi dell'assetto complessivo dell'area stessa.

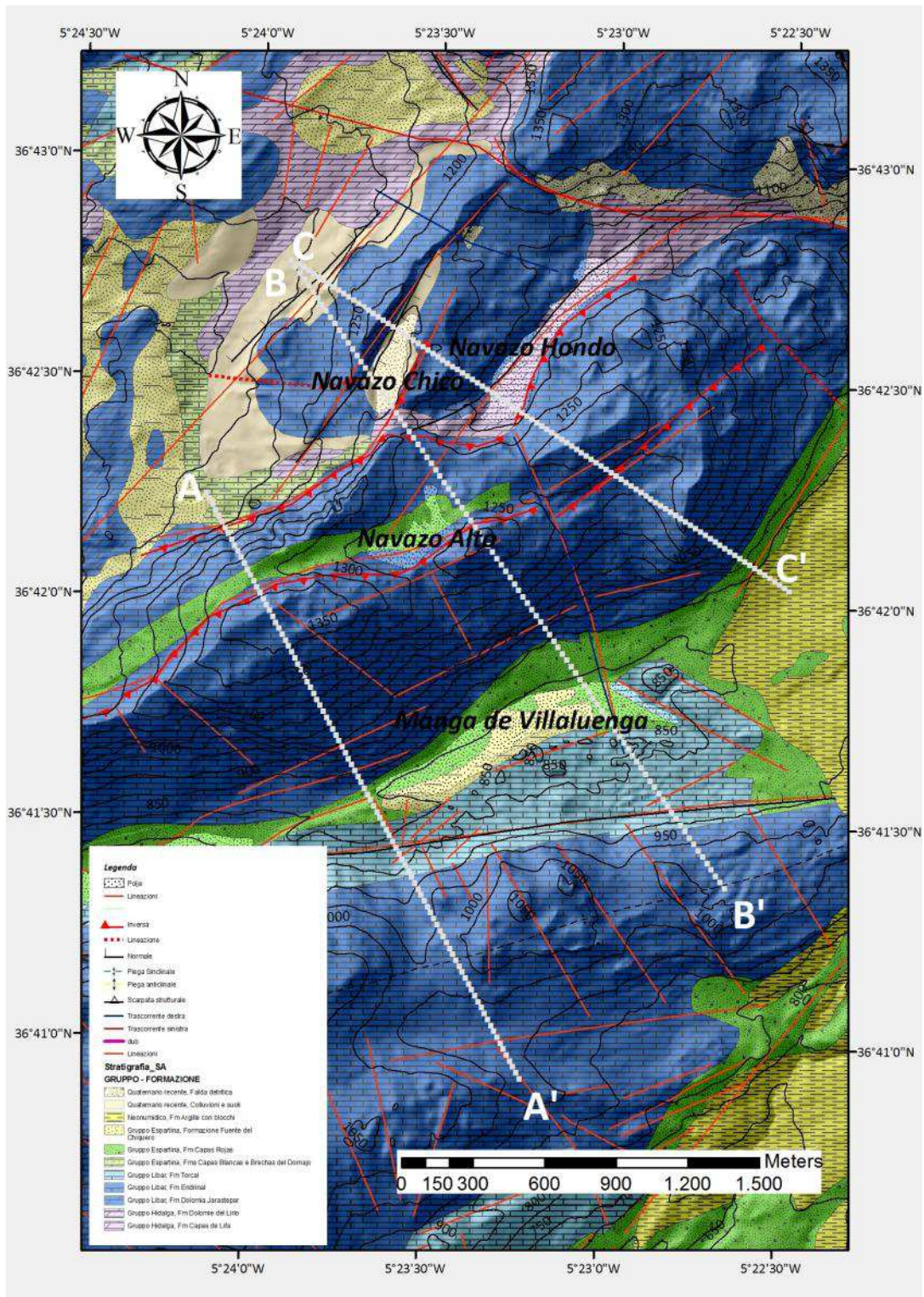


Fig. 5.4 Mappa morfostutturale dell'area del Navazo Alto, Navazo Hondo e Navazo Chico.

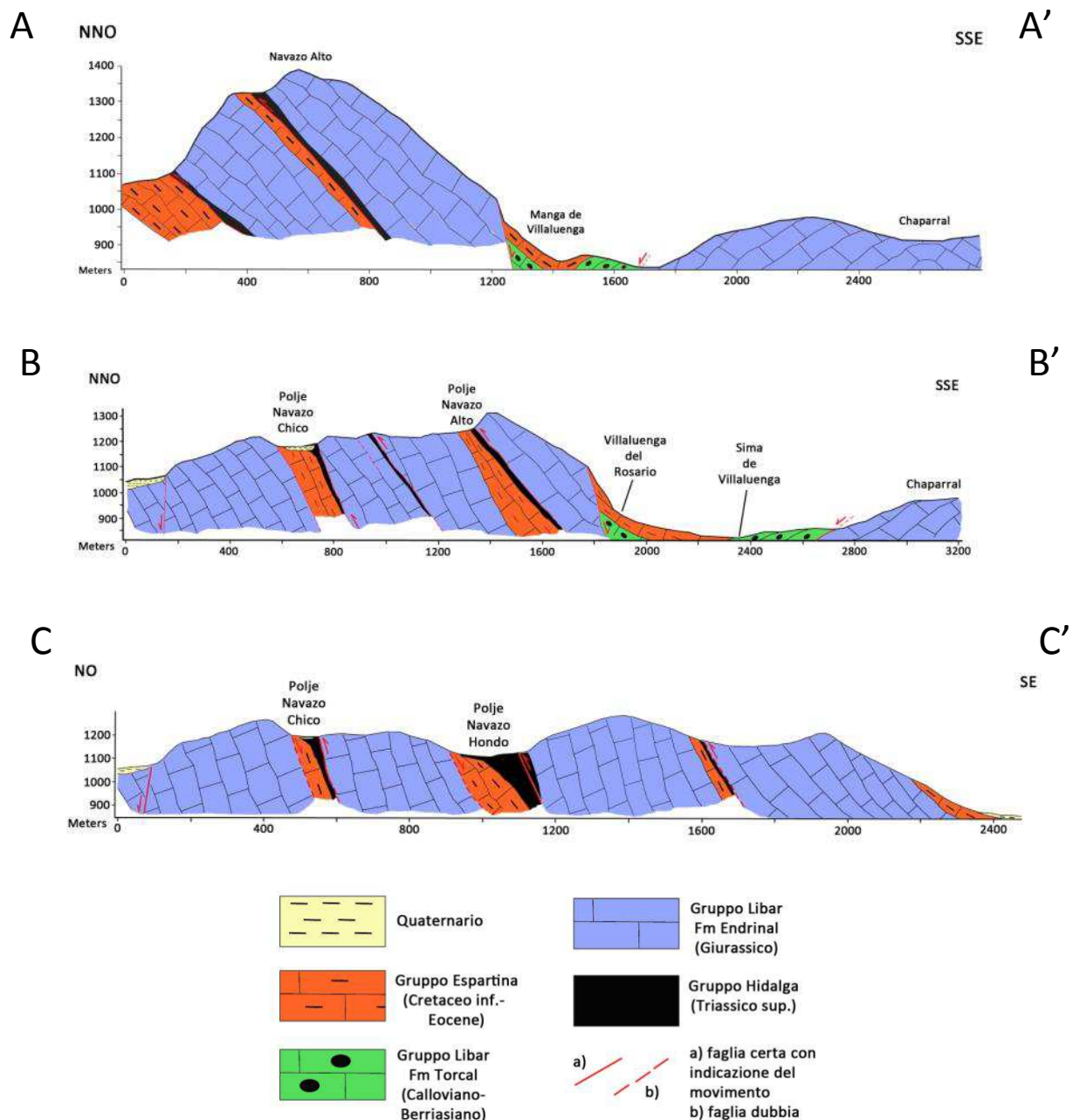


Fig. 5.5 Profili interpretativi dell'assetto morfostrutturale dell'area rappresentata in fig. 5.4.

Un'ulteriore interpretazione della dinamica strutturale della zona del thrust della Sierra del Caillo può poi essere ottenuta considerando (a piccola scala) la direzione di sviluppo e propagazione delle lineazioni tettoniche che la caratterizzano. Nello specifico, la grande faglia di direzione media ONO-ESE che separa il settore settentrionale della Sierra del Caillo da quello meridionale della Sierra dell'Endrinal (vedi fig.5.4), può essere ricondotta ad una chiara trascorrenza sinistra, così come la faglia normale che corre lungo il fianco nordoccidentale del polje del Navazo Hondo. Quest'ultima ha una chiara direzione curva e, raccordandosi alla prima faglia, potrebbe caratterizzarsi per un movimento chiaramente transtensivo, ovvero con una componente direzionale sinistra ed una normale. Questo tipo di configurazione (fig. 5.6) è quella che, a scala regionale, produce lungo (faglie trascorrenti) le caratteristiche strutture di tipo *releasing bend* e *restraining bend* (si veda Burbank e Anderson, 2001 e Wakabayashi, 2007). Nel primo caso, la faglia curva allontanandosi dalla direttrice di dislocazione tra i blocchi, determina la formazione

di faglie normali e la strutturazione di un bacino di *pull-apart*. Nel secondo caso la traccia della faglia curva nella direzione di scorrimento dei blocchi, ciò producendo importanti stress compressivi o tensionali lungo il segmento fagliato oltre che caratteristiche *strutture di blocco* (Burbank e Anderson, 2001). Nella fattispecie, l'analisi stereoscopica dell'area Navazo Hondo - Navazo Chico, sembrerebbe suggerire un comportamento analogo a quanto appena descritto. In entrambi i casi, infatti, le depressioni carsiche potrebbero coincidere con due bacini di *pull-apart* di dimensioni contenute ed impostatisi a partire da una coppia di faglie a componente trascorrente sinistra che bordano il fianco nordoccidentale dei due polje. La terminazione di entrambe le faglie darebbe luogo ad una struttura di blocco tanto nel settore meridionale ed occidentale rispettivamente del polje del Navazo Chico e del Navazo Hondo, quanto nella zona a N del primo. Questa chiave interpretativa dell'assetto morfostrutturale della Sierra del Caillo è complementare e non alternativa a quella mostrata in precedenza e basata sul solo meccanismo di fagliazione inversa dei thrust. E' plausibile supporre una concorrenza degli stili deformativi (trascorrenza + sovrascorrimento) in relazione tanto all'evoluzione del tensore di sforzo regionale quanto a meccanismi di carattere più locale (riorganizzazione della geometria del thrust e rotazione differenziale del blocco del Navazo Alto secondo Kirker e McClelland, 1996).

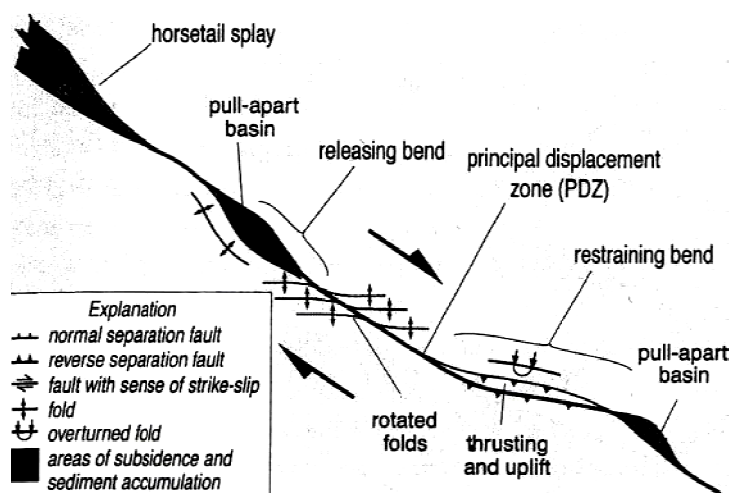


Fig. 5.6 Strutture di *releasing bends* e *restraining bends* associate ad una faglia trascorrente destra (da Burbank e Anderson, 2000).

In generale, poi, si può affermare che tutte le macrostrutture plicative dell'area sono a loro volta costituite da pieghe e sovrascorrimenti (come appena visto) di rango minore, prodotte da una fase compressiva post-Tortoniana di direzione NNO-SSE e, pertanto, con direzione di propagazione perpendicolare a detta compressione. Lo sviluppo delle pieghe maggiori risulta, d'altra parte, disturbato ed interrotto da un'importante famiglia di faglie normali (presumibile prodotto di una fase distensiva) con direzione media parallela a quella delle pieghe e che occasionalmente condiziona la formazione di fosse, semifosse e grandi *polje* di origine tettonica, sul cui fondo piano affiorano unicamente le serie marnose del Cretaceo superiore. In questo senso, il Massiccio del Libar (altra grossa struttura anticlinalica) presenta una casistica decisamente interessante (figg. 5.7 e 5.8), specie nell'ottica di osservare la posizione strutturale delle successioni marnoso-calcaree cretacee. La grossa piega antiforale del Libar ha un allineamento generale di direzione da NNE-SSO a NE-SO e presenta i tratti tipici di una forma *box-type* variamente fagliata. Un sistema di faglie longitudinali associate ad un'estesa sinclinale centrale delimita i *Llanos de Libar* (il polje di maggior sviluppo areale dell'intera zona di studio) sul fondo dei quali affiorano esclusivamente le marne calcaree della Formazione Capas Rojas

(profilo DD'). Ad est di questa depressione (profilo CC') si riconosce una piega anticlinale, il cui fianco orientale (digradante verso il rio Guadiaro) è accidentato da piccoli *semi-graben* (polje de la

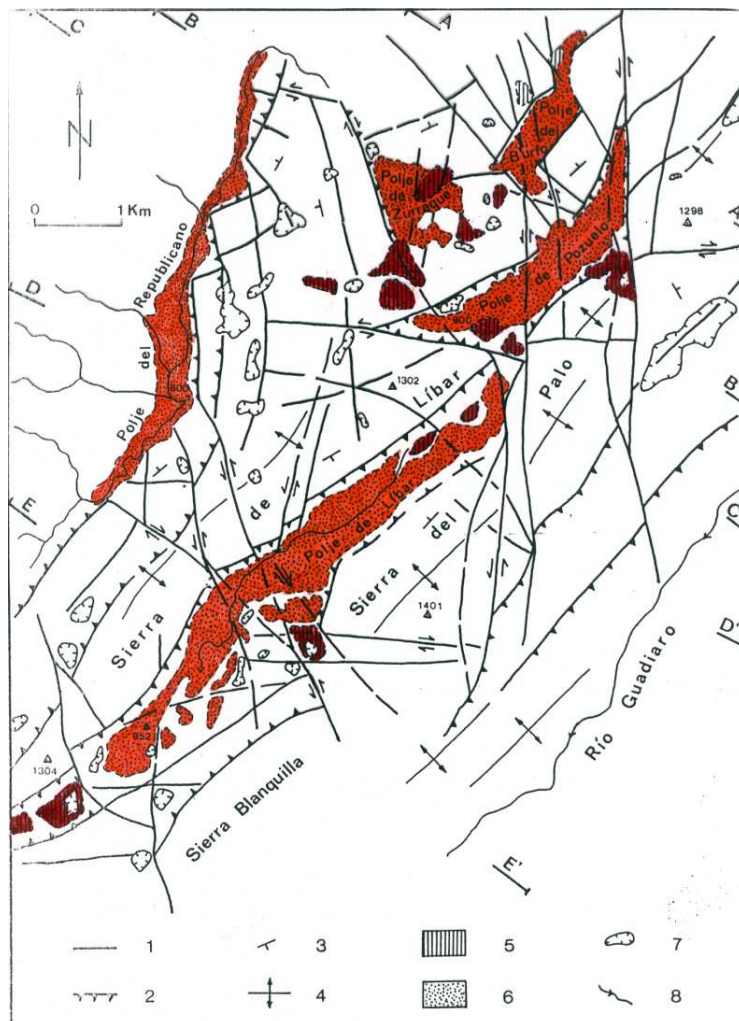


Fig. 5.7 Mappa strutturale del Massiccio del Libar e localizzazione delle fosse e semifosse tettoniche su cui si sono sviluppati i relativi polje basata sulla sintesi di Gracia e Benavente (2006). **Legenda:** 1. faglia; 2. faglia con espressione morfologica; 3. direzione ed immersione degli strati; 4. asse di piega anticlinale; 5. superfici alte di corrosione carsica; 6. superfici basse di corrosione carsica e fondo dei polje; 7. dolina o uvala; 8. rete fluviale.

Harilla e polje de la Pileta, fig. 5.9) in cui affiorano nuovamente i calcari marnosi cretacei. Sul versante occidentale del Massiccio del Libar, invece, una piega composta si raccorda alla depressione sinclinale dei Llanos del Republicano (come si vedrà in seguito, unico esempio di polje marginale dell'intera area). Sul versante orientale di tale semifossa, il fianco occidentale della piega presenta una chiara stratificazione da sub-verticale a verticale dei calcari penibetici della Formazione Torcal, posti in contatto meccanico con i livelli plastici della Formazione Capas Rojas (profili DD' ed EE'). Proseguendo verso N, la piega composta del fianco occidentale della Sierra de Libar termina con una faglia normale di alto angolo (la faglia di Zurraque, di direzione NNO-SSE) la quale è responsabile della formazione e successiva evoluzione del polje omonimo e ha condizionato presumibilmente anche la morfotettonica dei vicini polje di Burfo e di Pozuelo (profili AA' e BB'). Questi ultimi, d'altro canto, proseguono l'allineamento strutturale dei Llanos de Libar e si sviluppano pure in direzione NE-SO. Entrambi sono condizionati da faglie distensive attive maggiormente sul versante occidentale e determinanti il contatto tettonico tra le marne calcaree (che ne ammantano il fondo, con spessori minori nel caso di Burfo) ed i calcari

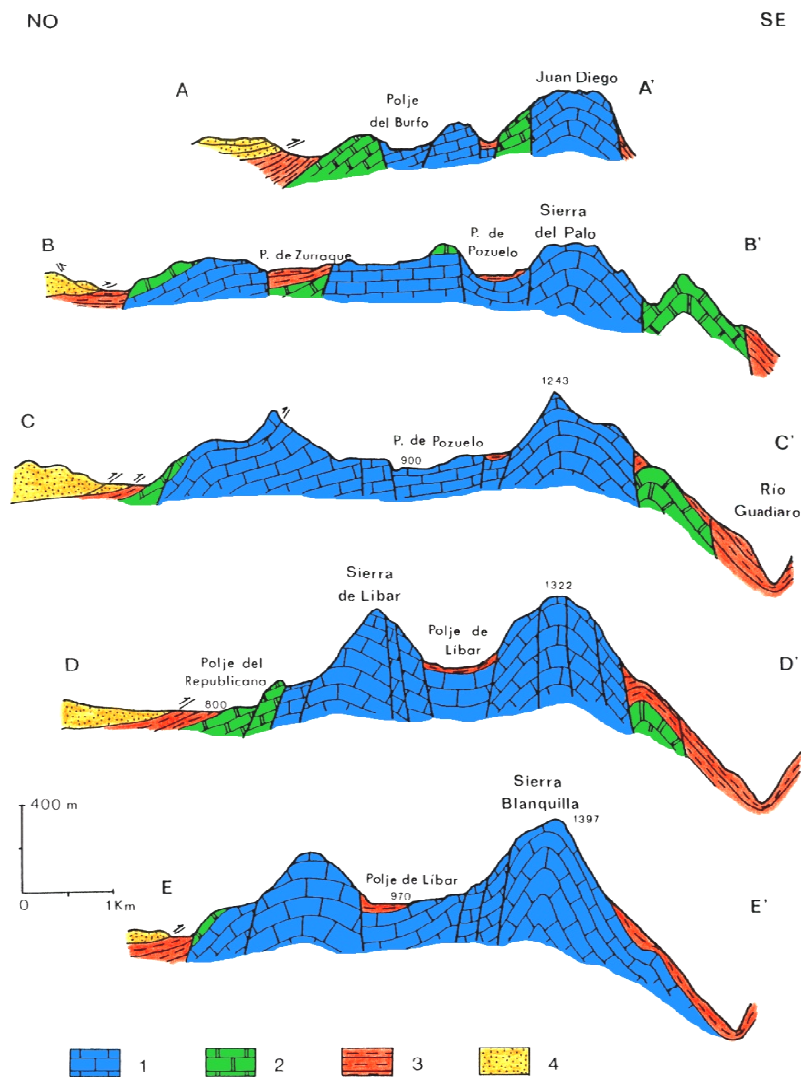


Fig. 5.8 Profili geologici del Massiccio del Libar (modificati da Gracia e Benavente, 2006) e localizzati in fig. 5.4. Legenda: 1. calcari giurassici (Formazione Endrinal); 2. calcari nodulari del Cretaceo inferiore (Formazione Torcal); 3. calcari marnosi e marne calcaree del Cretaceo superiore - Paleogene (Formazione Capas Rojas); 4. Formazione Arenarie del Aljibe (Oligocene superiore - Burdigaliano).



Fig. 5.9 Panoramica del polje de la Pileta, a SO di Benaosan e nei pressi dell'omonima grotta.

giurassico-cretacei della serie superiore del Gruppo Libar. Infine, tutte le pieghe del Massiccio presentano una generica vergenza nordoccidentale ed i loro assi tendono a immergere verso SO.

Da questo breve quadro di sintesi, emerge chiaramente il ruolo della Formazione Capas Rojas (del Gruppo Espartina) e del Triassico in facies Keuper (parte del Gruppo Hidalgo) nel determinare la strutturazione delle fosse e semi-fosse maggiori tanto nel Massiccio di Grazalema, quanto in quello del Libar. Il loro posizionamento sul fondo delle depressioni, il comportamento plastico nella dinamica tettonica locale ed il peculiare basso grado di carsificazione che esse presentano, fanno sì che tali formazioni abbiano condizionato sensibilmente (ma non esclusivamente) sia l'impostazione iniziale delle macroforme esocarsiche, sia la successiva evoluzione del sistema endocarsico associato.

5.a3 Il ruolo della fratturazione nello sviluppo dei sistemi carsici dei massicci di Grazalema e del Libar

In questa sezione si tenterà di evidenziare il ruolo che la fratturazione ha svolto (e che svolge tutt'ora) nella strutturazione iniziale e nel successivo sviluppo dei sistemi carsici dei Massicci di Grazalema e del Libar.

La relazione tra tettonica e carsismo nella zona della Sierra de Libar è stata oggetto di studi precedenti e, in generale, può ritenersi accertata (Eraso, 1986; Lhenaff, 1986; Delannoy, 1989; Durán e López Martínez, 1989; Durán e Soria, 1989), anche se nessuno dei casi citati (eccezion fatta per l'ultimo) corrisponde ad un'analisi strutturale di dettaglio dell'intero massiccio. Per quanto riguarda il Massiccio di Grazalema, non vi sono in letteratura lavori significativi che ne caratterizzino l'assetto strutturale in maniera definitiva, fatta eccezione per il già citato lavoro di Kirker e McClelland (1996).

D'altra parte le implicazioni che il sistema di fratture dei massicci carsici ha nello sviluppo eso- ed endocarsico sono rilevanti, dal momento che controllano in misura significativa le direzioni di progressione delle forme esocarsiche e dei condotti endocarsici (cfr. 3.c). In questo studio si è tentato, pertanto, di fornire una prima approssimazione al controllo tettonico sul carsismo della Serrania de Grazalema. Con questa finalità, si è proceduto al rilevamento fotogeologico iniziale in scala 1:20.000 dell'area (secondo le tecniche di fotointerpretazione 3D ed *editing* in ambiente GIS mostrate in precedenza) ed alla successiva analisi statistica di lineazioni caratteristiche, fratture rilevanti e faglie. Infine, sono state confrontate le direzioni predominanti ottenute caso per caso con le orientazioni preferenziali di sviluppo esocarsico del massiccio (essenzialmente in corrispondenza di polje e campi di doline) e con il regime di sforzo neotettonico che agisce in questo settore della Cordigliera Betica.

Da un punto di vista puramente descrittivo, l'influenza che il grado di fratturazione di un ammasso roccioso esercita sull'instaurarsi dei fenomeni carsici è essenzialmente legata a due aspetti teorici: da un lato esso controlla la morfologia ed i limiti spaziali degli affioramenti carbonatici; dall'altro rende variabile la permeabilità della roccia stessa. E' altresì pure nota da tempo la dipendenza tra le direzioni preferenziali di sviluppo del carsismo e le direzioni prevalenti di fratturazione dei massicci carsificati, specie nel settore Betico (si veda, tra gli altri, Pezzi *et al.*, 1979). Come osservato in precedenza, la deformazione tettonica che interessa tanto l'area del Libar quanto quella di Grazalema è decisamente importante, manifestandosi sotto forma di numerose faglie e fratture che suddividono l'intero massiccio in blocchi e che ne complicano notevolmente l'assetto strutturale (cfr. 2.b3). L'identificazione delle principali linee tettoniche all'interno delle due aree non è risultata sempre agevole, dal momento che, sebbene alcune di esse manifestino chiare espressioni morfologiche (scarpate o rigetti importanti), molte altre non mostrano evidenti marker strutturali (di frequente mascherati o del tutto oblitterati

dall'incipiente escarsismo). Ciò nonostante, attraverso uno scrupoloso rilievo fotogeologico e la comparazione con dati di letteratura (in realtà spesso contrastanti con le evidenze, a giustificare la complessità dell'analisi e la non univocità nelle interpretazioni possibili) è stato possibile ricavare una mappa delle principali lineazioni tettoniche, fratture e faglie che interessano le due aree limitrofe (fig. 5.10).

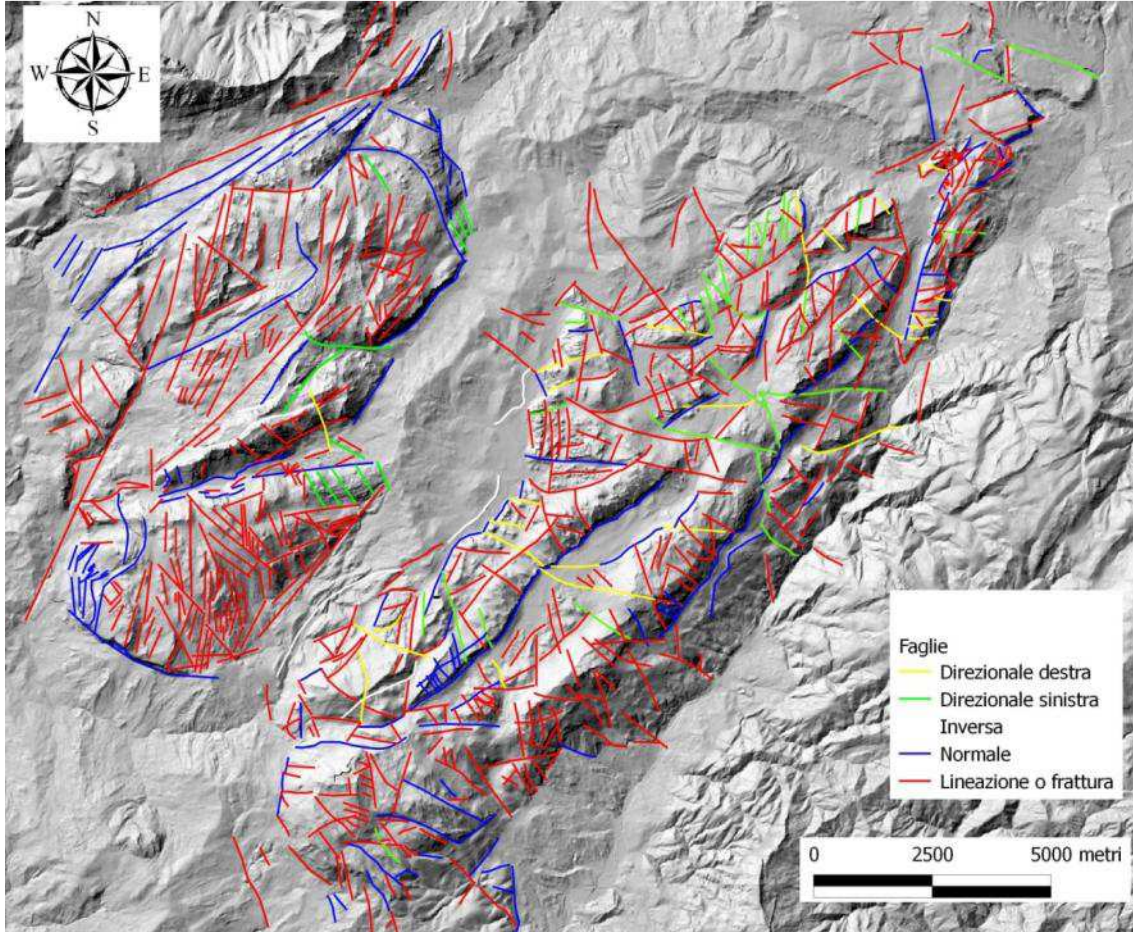


Fig. 5.10 Mappa su shaded relief degli elementi tettonici rilevati nei due massicci carsici in esame. Si noti come gran parte di tali elementi corrisponda a faglie ad alto angolo o subverticali che determinano movimenti di tipo fondamentalmente direzionale o trascorrente.

Per caratterizzare con un certo dettaglio il tipo di fratturazione dei massicci si è proceduto all'analisi statistica e morfometrica in ambiente GIS degli elementi rilevati attraverso le stereocoppie georeferenziate in precedenza. I dati ottenuti sono stati rappresentati in diagrammi a rosa (figg. 5.11 e 5.12), dai quali si deducono le seguenti famiglie di fratture e faglie su campo totale:

A) Massiccio del Libar

1. **Famiglia N 165 E.** E' sicuramente la più importante tra tutte in termini numerici. Sono più frequenti nel settore settentrionale (Sierra del Libar e di Montalate), controllano la struttura del Mures, dell'Hacho e del fianco occidentale del polje di Zurraque e raggiungono un'estensione solitamente inferiore ai due km.
2. **Famiglia N 5-10 E.** Gli elementi di questo gruppo bordano il fianco orientale dei polje di Pozuelo, Zurraque e Benaojan, e generalmente si concentrano nel settore settentrionale

del Massiccio. Sono pure presenti sul suo fianco orientale (in prossimità del polje del Republicano) e su quello sudorientale della Sierra de los Pinos.

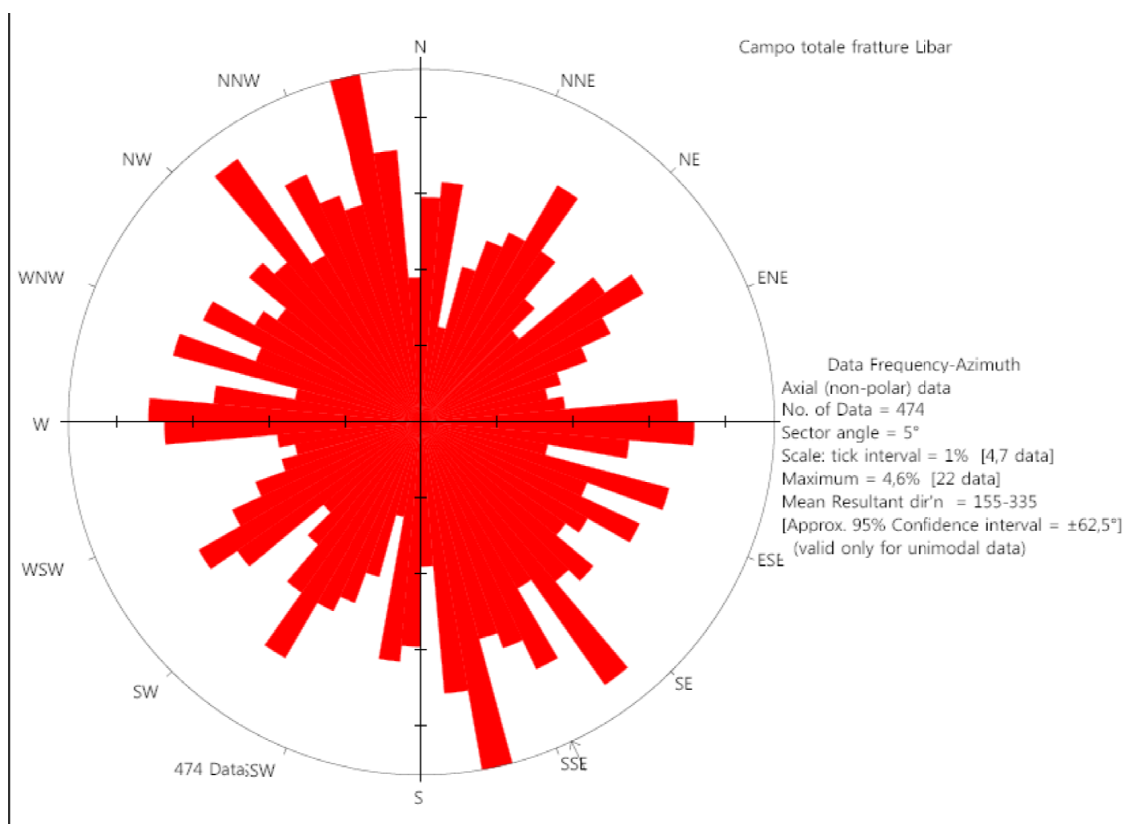


Fig. 5.11 Campo totale di fratture e faglie dell'area del Massiccio del Libar.

3. **Famiglia N 35 E.** E' tra le più importanti quanto a lunghezza delle fratture e delle faglie e a diffusione delle stesse. Limita il fianco orientale del polje del Algarrobo e disloca variamente i blocchi che formano il Cerro Tavizna (nella zona dell'Hundidero) ed il Mures, sempre nel settore settentrionale del Massiccio. In quello centrale segna il limite orientale della Sierra del Palo, del Mojon Alto e del Libar.
4. **Famiglia N 60 E.** Importante per la lunghezza dei suoi elementi, interessa soprattutto il settore settentrionale e sudoccidentale dell'area. Ha particolare rilevanza nei dintorni del Boquete de Mures e nella zona dei polje di Burfo e Zurraque.
5. **Famiglia N 90 E.** Ampiamente e variamente diffusa in tutto il Massiccio, localmente presenta lunghezze significative (3 km) specialmente nella Sierra de los Pinos ed in quella di Juan Diego.
6. **Altre famiglie.** Con direzioni molto variabili, le due principali sono racchiuse nell'arco **N 130-145 E** e **N 110-120 E**. Si tratta di fratture e faglie di scarsa estensione distribuite lungo tutta l'area. In alcuni casi esse rappresentano tratti di fratture appartenenti ad alcune delle famiglie anteriori e che mostrano deviazioni locali nella loro orientazione (come nel caso del polje del Libar).

B) Massiccio di Grazalema

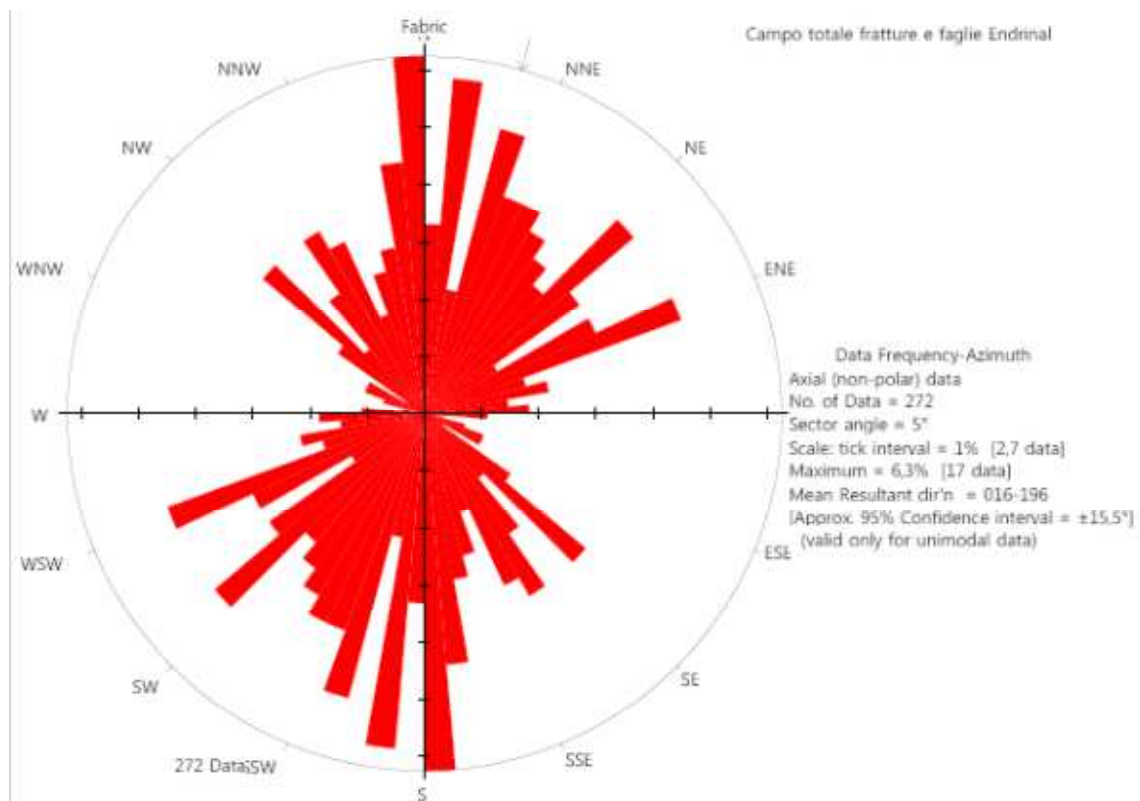


Fig. 5.12 Campo totale di fratture e faglie dell'area del Massiccio di Grazalema.

1. **Famiglia N 180 E.** Rappresenta la famiglia numericamente più abbondante e con una caratteristica direzione N-S (peculiarità condivisa con la famiglia 2).
2. **Famiglia N 5-10 E.** Abbondantemente presente nella Sierra di Ubrique e nel Chaparral, interessa pure la Sierra dell'Endrinal, ove è la direttrice strutturale di due importanti valli secche. La lunghezza non supera mai i 2 km.
3. **Famiglia N 20-30 E.** Comprende un arco numeroso e ben distribuito di faglie e fratture dalla lunghezza significativa (fino a 3 km). Diffusa nella parte sudoccidentale della Sierra de Ubrique, attraversa pure il settore centrale dell'Endrinal, specie in corrispondenza di alcuni allineamenti caratteristici di doline.
4. **Famiglia N 50 E.** Corrispondente all'allineamento NE-SO, è tra le più importanti in termini di lunghezza dei suoi elementi. E' rappresentata quasi esclusivamente nella Sierra dell'Endrinal (ne definisce il limite nordoccidentale e quello sudorientale) e del Caillo.
5. **Famiglia N 70 E.** E' particolarmente evidente nel settore di Villaluenga del Rosario, ove partecipa alla struttura della complessa struttura plicativa della Sierra del Caillo. Borda pure il fianco sudorientale del Chaparral.
6. **Altre famiglie.** Con due picchi molto netti intorno a **N 135 E** e **N 150-160 E**, comprendono elementi che tagliano trasversalmente la direzione di sviluppo delle sierras del Massiccio. Nel caso del fianco nordorientale della Sierra dell'Endrinal, superano anche i 3 km in lunghezza.

Nel quadro regionale della Cordigliera Betica, Benavente e Sanz de Galdeano (1989 e 1998) hanno riconosciuto come le principali famiglie di fratture responsabili del controllo strutturale del

carsismo regionale siano riconducibili a tre gruppi (fig. 5.13, diagramma C): la prima (a) corrisponde alle fratture di direzione da N 60-70 E a E-O (pertanto **N 070-100 E**), costituita da faglie trascorrenti destrorse molto importanti (come la già citata faglia Cadice-Alicante) e faglie verticali; alla seconda (b) appartengono fratture con direzione oscillanti tra i **N 130-160 E**, e con movimenti moderni verticali o normali destrorsi; la terza (c) viene fatta corrispondere alla fascia **N 5-45 E** (in realtà suddivisa in due sottofamiglie N 5-15 E e N 25-45 E) e, a scala regionale, presenta grandi movimenti trascorrenti sinistrorsi e verticali.

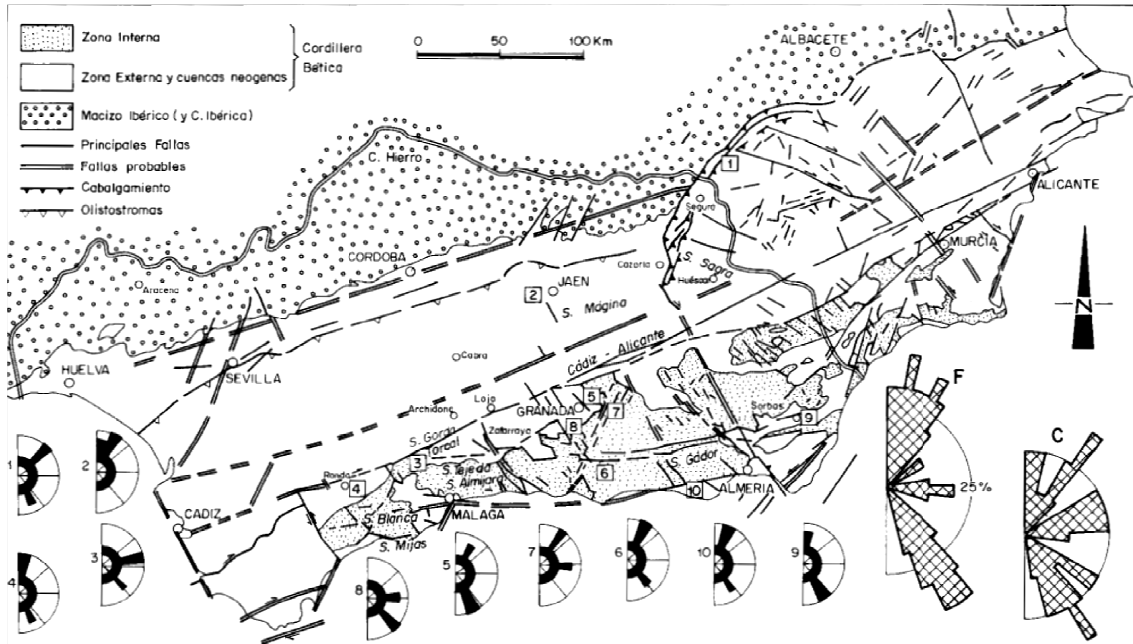


Fig. 5.13 Principali fratture della Cordigliera Betica e posizione di alcuni dei principali massicci carsici andalusi con diagrammi a rosa delle fratture prevalente (da Benavente e Sanz de Galdeano, 1998).

Da un punto di vista meramente qualitativo è abbastanza utile riconoscere che nel caso del Massiccio del Libar, le famiglie 2 e 3 sono incluse nel caso c, la 1 nel caso b e la 5 in quello a. Passando al Massiccio di Grazalema, le famiglie 2 e 3 sono incluse nel caso c e la 5 nel caso a. L'importanza relativa di ciascuna delle famiglie di fratture prodottesi nello sviluppo del processo carsico è relazionata, ovviamente, con la sua attitudine a concentrare i flussi acquosi che condizionano la dissoluzione attraverso vie preferenziali. Una zona di debolezza strutturale favorisce indubbiamente la dissoluzione dei materiali carbonatici, ma anche l'età dell'ultimo movimento di ciascuna faglia ha un ruolo fondamentale, dal momento che determina il grado di apertura o anche di cementazione e chiusura dei piani di tale discontinuità. D'altra parte è pure vero che il flusso sotterraneo non utilizza necessariamente zone in cui la densità di fratturazione è alta, bensì tende a concentrarsi lungo fratture che durante la propria storia sono state sottoposte a varie fasi distensive (Grillot, 1979; Benavente e Sanz de Galdeano, 1989). Sulla scorta di quest'ultimo assunto, una volta riconosciute ed identificate le principali famiglie di fratture dei due massicci, si è proceduto ad individuare quali tra queste ultime hanno sperimentato un movimento di carattere neotettonico (dunque recente) e, pertanto, hanno potuto controllare in modo più decisivo lo sviluppo del carsismo. Uno dei criteri iniziali e più significativi da utilizzare come indicatore di una presunta attività neotettonica, è (secondo quanto suggeriscono Burbank e Anderson, 2001) l'esistenza o meno di importanti scarpate morfologiche o rigetti associati alle diverse fratture e faglie rilevabili nelle due zone.

Date le caratteristiche litologiche già descritte in precedenza delle varie unità affioranti nell'area, si può affermare che in linea generale tanto i calcari della Formazione Endrinal quanto quelli della Formazione Torcal (entrambi appartenenti al Gruppo Libar) hanno competenza meccanica simile, così che lo sviluppo di scarpate molto pronunciate (dislivelli anche superiori ai 100 metri) può divenire elemento diagnostico di attività tettonica più o meno recente. D'altro canto risulta decisivo conoscere pure l'evoluzione recente del tensore degli sforzi tettonici dominante in questo settore della Cordigliera Betica, al fine di distinguere quali famiglie di fratture dei massicci carsici hanno potuto riattivarsi durante il Neogene-Quaternario. Per questo, è risultato fondamentale stabilire il senso di movimento delle principali faglie della zona (anche attraverso il fotorilevamento di alcuni *markers* geomorfici molto caratteristici, quali *sag ponds*, rilievi e drenaggi deviati, sorgenti, scarpate, ecc.) ed ipotizzarne l'eventuale compatibilità con tale tensore. A seguire vengono proposti i diagrammi a rosa relativi alle direzioni delle fratture e faglie cui sono associati significativi rigetti e per entrambi i massicci in esame (figg. 5.14 e 5.15). Nel caso A) sono state riconosciute 187 scarpate associate a faglie, mentre nel caso B) tale numero è pari a 73. Per entrambi i casi sono elencate le famiglie di direzioni più significative nel contesto locale:

A) Massiccio del Libar

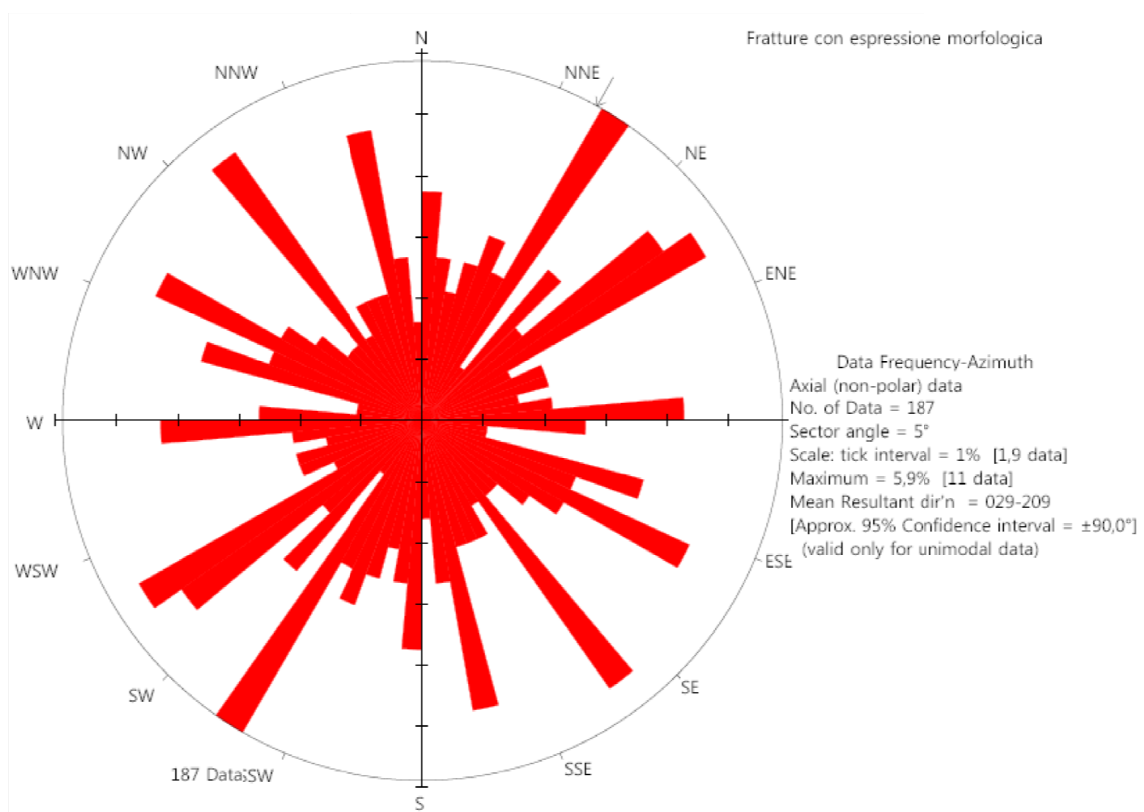


Fig. 5.14 Fratture e faglie con espressione morfologica nel Massiccio del Libar.

1. **Famiglie N 35 E, N 60 E e N 165 E**, corrispondono esattamente alle famiglie 1, 3 e 4 della fig. 5.11 e rappresentano l'insieme numericamente più abbondante di faglie e fratture con rigetti importanti. Esse, infatti, definiscono i bordi strutturali del polje del Republicano, di Zurraque e di Burfo.
2. **Famiglia N 145 E**. Corrisponde ad una delle famiglie secondarie di fratturazione del massiccio (per quanto sia numericamente consistente) e con scarpate di minor sviluppo. Appare ben rappresentata nella zona del polje di Burfo e nelle *sierras* di Juan Diego e de los Pinos.

3. **Altre famiglie.** Rappresentate da un arco netto intorno a $N 110 E$, uno intorno a $N 85-90 E$ ed uno, minoritario, centrato sui $N 5 E$. In particolare la seconda e la terza corrispondono rispettivamente a direzioni E-O e N-S che, con notevole espressione morfologica, limitano lo sviluppo del polje di Pozuelo e disloca la parte centrale di quello del Libar.

B) Massiccio di Grazalema

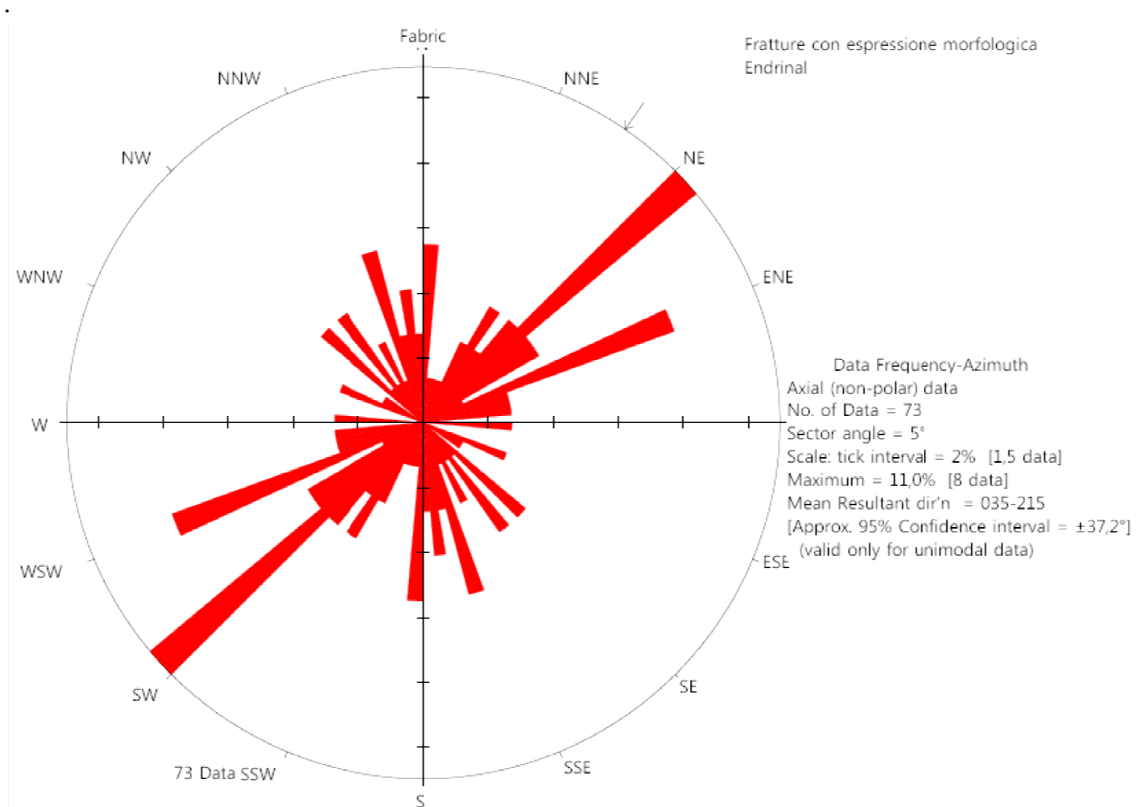


Fig. 5.15 Fratture e faglie con espressione morfologica nel Massiccio di Grazalema.

1. **Famiglia N 50 E**, come già osservato, essa include le faglie con maggior sviluppo lineare del Massiccio (fino a 5 km) e definisce in maniera chiara e netta (assieme alla famiglia 2) la scarpata morfologica del versante nordoccidentale della Sierra dell'Endrinal, la caratteristica struttura del Salto del Cabrero (Ubrique) e limita, sempre con una importante espressione morfologica, il fianco nordorientale della Sierra del Caillo. Corrisponde, chiaramente, alla direttrice di sviluppo regionale NE-SW dei rilievi della Catena Betica.
2. **Famiglia N 70 E**, anch'essa importante quanto a lunghezza dei suoi elementi ed a relativo numero, è ben rappresentata nella scarpata che segna il fianco meridionale della Sierra del Caillo e, come già osservato, è la direzione media delle faglie inverse ad alto angolo che strutturano i polje della stessa sierra. E' interessante notare come l'arco N 50-70 E delle famiglie 1 e 2 corrisponda rispettivamente alla posizione iniziale e terminale del presunto movimento rotazionale che ha interessato la zona di Villaluenga del Rosario secondo Kirker e McClelland (1996).
3. **Famiglia N 170 E**, in realtà un arco con estremi N 180-160 E, corrispondente all'insieme di dislocazioni ad andamento genericamente N-S che fratturano maggiormente il massiccio (fig. 5.12). Tali dislocazioni sono molto marcate nella Sierra dell'Endrinal (dove costituiscono la direttrice di sviluppo preferenziale per valli secche ed allineamenti

caratteristici di doline) e nella Sierra di Ubrique (dove danno luogo a scarpate molto nette ma di scarso dislivello).

4. **Famiglia N 135 E**, secondaria quanto a numero, dà luogo, tuttavia, a scarpate di notevole sviluppo verticale (Saltadero de Ubrique, nell'omonima Sierra) e fraziona il blocco nordorientale della Sierra dell'Endrinal dalla restante parte, determinando, per altro, lo sviluppo di un'estesa superficie di corrosione carsica già riconosciuta da Rodriguez Vidal *et al.*, (1998 e 1999).

In definitiva, si può desumere da questa semplice identificazione delle famiglie di fratture e faglie con importante espressione morfologica che nel caso A (Massiccio del Libar) la direzione caratteristica di queste è inclusa nell'arco che va da N 35 E a N 165 E, mentre nel caso B (Massiccio di Grazalema) tale arco è definito dagli estremi N 50 E e N 170 E. Tanto nel caso A quanto in quello B le scarpate morfologiche con importante dislivello sono quelle che controllano lo sviluppo e l'estensione areale dei polje dei due massicci.

Negli studi sulla neotettonica relativi all'intera Cordigliera Betica di Sanz de Galdeano (1983), di Boccaletti *et al.* (1987) e di Benavente e Sanz de Galdeano (1998), il periodo neotettonico ha inizio nel Tortoniano (Miocene superiore). Prima di tale epoca si segnala il cosiddetto "parossismo burdigaliano" (Miocene medio), una pulsazione tettonica di grande intensità (Boccaletti *et al.*, 1987). Nel vicino Arco di Gibilterra tale episodio ha determinato un progressivo avvicinamento in direzione E-O espresso da lineazioni tettoniche di direzioni ENE-OSO e NO-SE e proseguito fino al Langhiano (Moreno *et al.*, 1988). Successivamente, dal Tortoniano fino al presente, il periodo neotettonico è stato caratterizzato da una generale compressione associata all'approssimazione tra le placche tettoniche iberica ed africana. Infatti, già durante il Miocene superiore la direzione principale di compressione è stata NO-SE (od ONO-ESE secondo Benavente e Sanz de Galdeano, 1998, fig. 5.16), assumendo direzioni più verso il N durante il Pliocene superiore ed il Quaternario. Questa nuova compressione intorno alla direzione N-S è stata accompagnata, in alcuni casi, da un'estensione associata intorno ad E-O, che ha dato luogo alla formazione di bacini sedimentari recenti. Le fratture e faglie più importanti riattivatesi durante tale compressione plio-quadernaria corrispondono essenzialmente a trascorrenze o a faglie con movimento di carattere direzionale. Sanz de Galdeano (1983) e Boccaletti *et al.* (1987) le hanno incluse in tre grandi gruppi:

- **Sistema A.** (da N070E a E-O). Include i principali sistemi di fratturazione della Cordigliera (come la faglia Cadice-Alicante) con movimenti direzionali destri.
- **Sistema B.** (N120-150E). E' rappresentato da faglie con direzioni trasversali a quella della catena e con uno sviluppo inferiore al Sistema A. Tali faglie hanno tipicamente movimenti direzionali destri ed un'attività molto recente (Olocene).
- **Sistema C.** (da NNE a NE). E' il meno sviluppato di tutti su scala regionale e presenta movimenti direzionali sinistri.

I sistemi B e C formano una coppia coniugata associata alla generica compressione N-S e sono stati particolarmente attivi dal Tortoniano al presente, specialmente nel vicino Arco di Gibilterra (Goy *et al.*, 1995). Gli studi più recenti sulle traiettorie degli sforzi attuali nella regione (Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2007; Stich *et al.*, 2007; e Pedrera *et al.*, 2011) così come i dati di soluzione dei meccanismi focali dei terremoti registrati in questo settore della Cordigliera Betica (Coca e Buforn, 1994; Buforn *et al.*, 1995; Sanz de Galdeano *et al.*, 1995; Buforn e Udías, 2007 e Herraiz *et al.*, 2007) permettono di stabilire lo stato degli sforzi imperanti durante il Quaternario (fig. 5.17). Nella porzione più occidentale della Cordigliera tale stato di sforzi è rappresentato da una direzione di compressione compresa tra NO-SE e NNO-SSE, con una direzione di estensione associata tra ENE-OSO ed E-O (fig. 5.17).

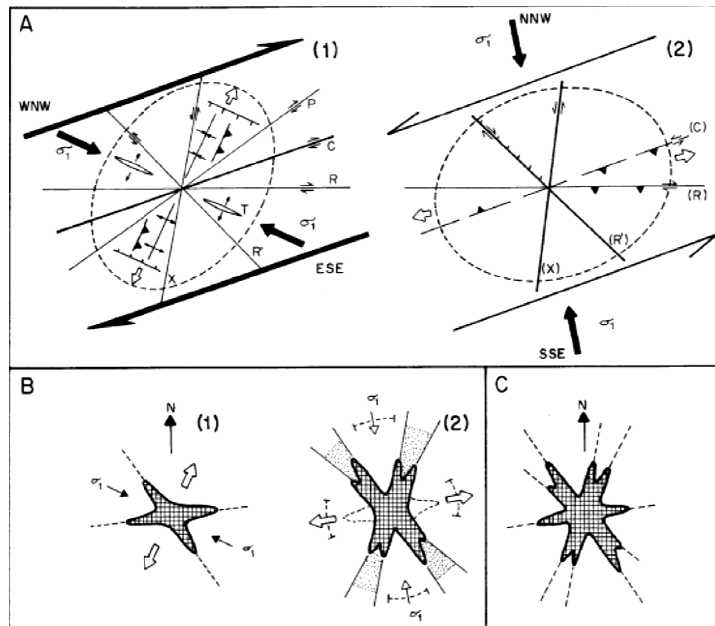


Fig. 5.16 Confronto tra la fratturazione “moderna” nella Cordigliera Betica e le fratture presenti nei suoi massicci carsici. A) Modello evolutivo della fratturazione nella Cordigliera Betica considerato inizialmente come un sistema di taglio destrorso: C, faglia principale; R, faglia sintetica tipo Riedel; P, faglia simmetrica a R; R', faglia antitetica; X, faglia simmetrica a R'; T, fratture di tensione; σ_1 , direzione principale di compressione. B) Interpretazione delle fratture presenti nei massicci carsici betici: (1) fratture formatesi inizialmente. (2) fratture successive formatesi con σ_1 quasi orientato secondo N-S ed una tensione perpendicolare. C) Risultato finale dei processi 1 e 2 (da Benavente e Sanz de Galdeano, 1998).

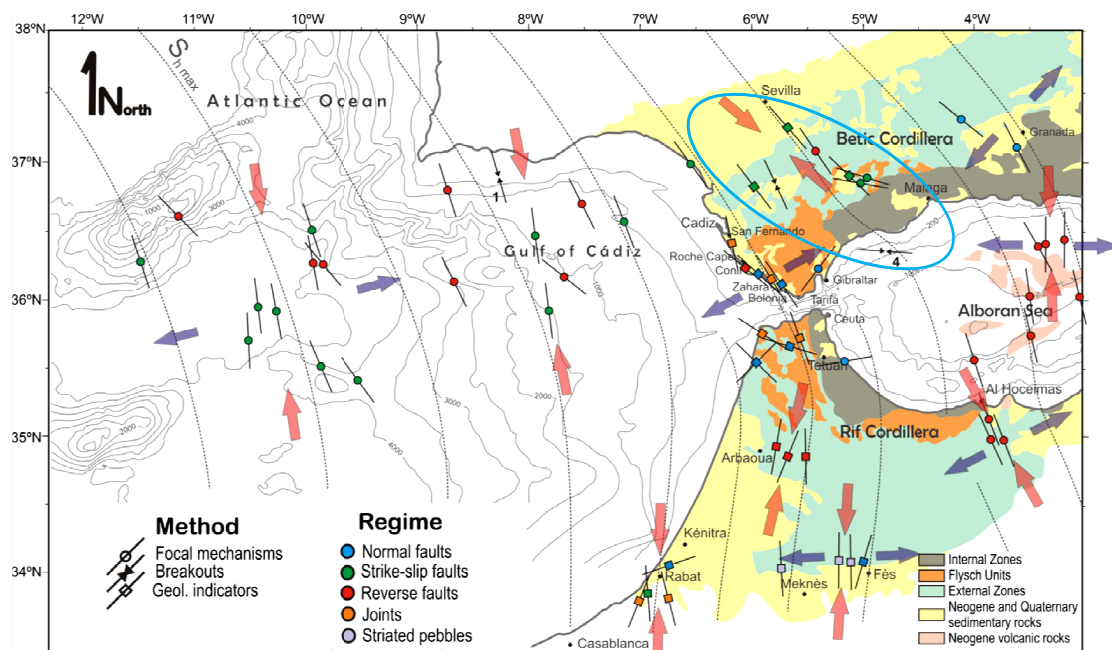


Fig. 5.17 Mappa dello stress tettonico attuale nel settore occidentale della catena Betica e dell'Arco di Gibilterra con indicazione delle direzioni della massima compressione orizzontale S_{Hmax} (da Pedrera *et al.*, 2011)

Il rilievo fotogeologico della fratturazione dei massicci del Libar e di Grazalema ha consentito di dedurre il tipo di movimento associato ad alcune delle principali faglie identificate e, in via definitiva, di fare alcune considerazioni sulla fratturazione neotettonica all'interno degli stessi massicci. Per riconoscere la direzione ed il verso di tali movimenti si è ricorso ad alcuni *marker*

geologici come: strati o gruppi di strati chiaramente identificabili su entrambi i lati delle fratture; altri tipi di strutture dislocate da faglie (affioramenti di calcari cretacei, assi di pieghe, faglie minori, ecc.). Allo stesso tempo molto utili sono stati (quando visibili) i *marker* geomorfici: allineamenti caratteristici di rilievi, valli e depressioni carsiche. In generale, la quasi totalità dei lineamenti strutturali dei quali è stato possibile dedurre uno spostamento relativo di blocchi originariamente contigui corrisponde a faglie verticali (di medio-alto angolo) con movimento di tipo direzionale o trascorrente.

Nello specifico:

A) Massiccio del Libar

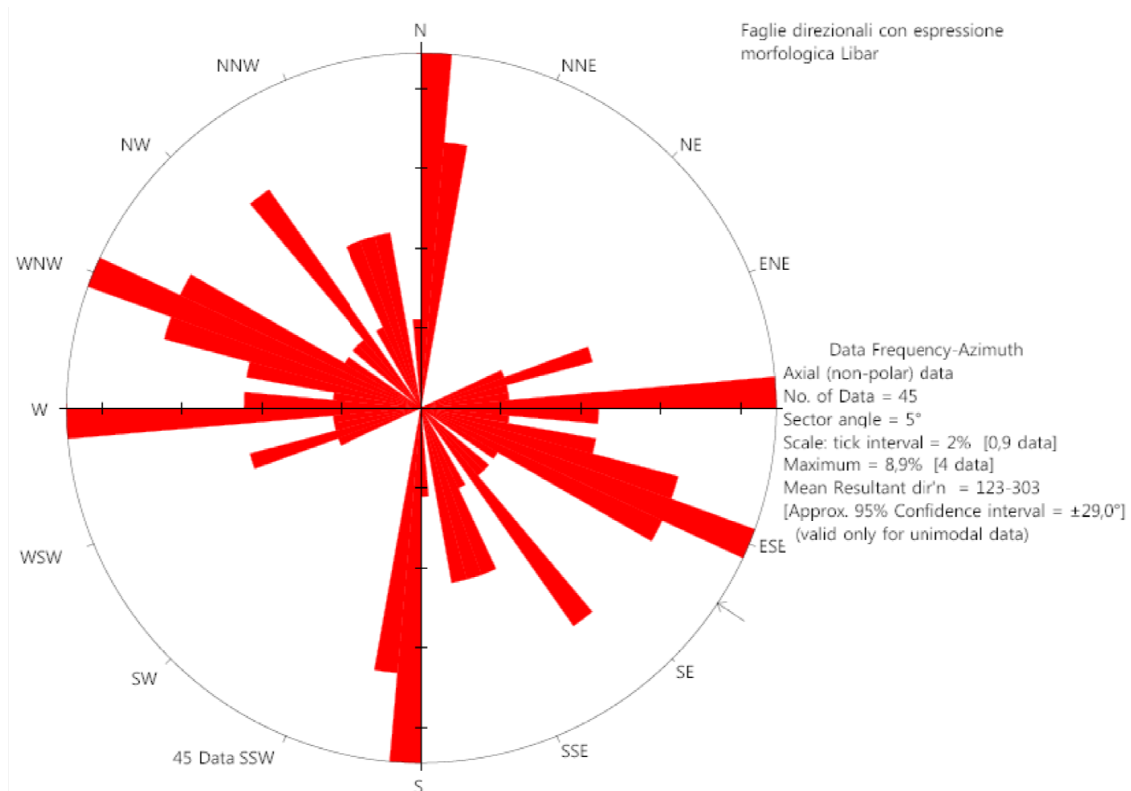


Fig. 5.18 Faglie direzionali con espressione morfologica nel Massiccio del Libar.

In figura 5.18 è rappresentato un diagramma a rosa con le tracce delle faglie direzionali con chiara espressione morfologica e di cui si è stabilito il movimento relativo nel Massiccio del Libar. Genericamente esse sono incluse in un arco che va da **N 5 E** a **N 170 E** circa, chiaramente corrispondente alle famiglie **1, 2 e 5** del diagramma di fratturazione generale del massiccio di fig. 5.11, essendo, per altro, queste ultime le più consistenti quanto a lunghezza e numero. Altre famiglie minori (quanto a lunghezza), si orientano in direzioni secondarie, come **N 75 E**, **N 110-120 E** e **N 145 E**, associate alle famiglie di fratture secondarie e dove solo la penultima ha una certa rappresentatività e sviluppa alcune scarpate rilevanti.

Dopo aver assegnato a ciascuna faglia il tipo di movimento riconoscibile con la fotointerpretazione delle stesse, è stato possibile distinguere i seguenti raggruppamenti (fig. 5.19):

- **Famiglia** da **N 5 E** a **N 170 E**. Rappresenta, come mostrato in fig. 5.11, il gruppo più numeroso del massiccio ed include faglie esclusivamente sinistrorse. Esse controllano lo sviluppo dei polje di Burfo, di Pozuelo e, sul loro margine meridionale, del Republicano e di Benaojan. Questa famiglia parrebbe dislocare buona parte degli altri gruppi di faglie direzionali, per cui potrebbe coincidere con l'insieme di fratture riattivate più di recente

(ovvero in epoca post-tortoniana). Tale gruppo di faglie corrisponde essenzialmente al gruppo di fratture C di Sanz de Galdeano (1983) e relative alla Cordigliera Betica.

- **Famiglia** da **N 65 E** a **N 115 E**. E' molto meno rappresentata in termini numerici e di lunghezza delle faglie, le quali, tuttavia, mostrano una certa espressione nel rilievo. Tutti i movimenti inclusi in quest'arco sono di tipo destrorso e appaiono chiaramente subordinati ai precedenti. Per quanto il controllo strutturale di questa famiglia sullo sviluppo dei polje del massiccio sia decisamente ridotto, pur tuttavia se ne riconosce l'influenza morfostrutturale nella dislocazione del settore centrale del polje del Libar, di quello del Pozuelo e dei rilievi residuali (e della morfologia in generale) dei polje di Burfo e di Zurraque. Questa famiglia coincide abbastanza chiaramente con il gruppo di fratture A di Sanz de Galdeano (1983).

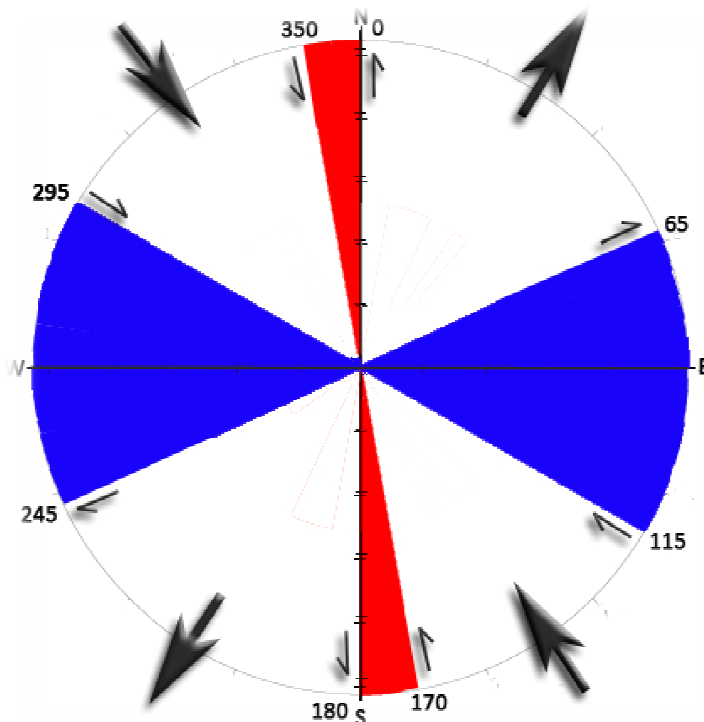


Fig. 5.19 Schema del tensore degli sforzi principali dedotto a partire dallo studio delle faglie direzionali del Massiccio del Libar. Le zone colorate corrispondono agli archi entro cui si raggruppano le principali faglie (blu = destrorse; rosse = sinistrorse).

Come si evince chiaramente in fig. 5.19, entrambi i gruppi di faglie definiscono una coppia coniugata la cui risultante generale è una compressione situabile intorno a **N 125 E**, con un'estensione associata intorno a **N 35 E**. Il tensore così prodotto risulta decisamente coincidente con lo stato degli sforzi attualmente imperanti in questo settore della Cordigliera (fig. 5.17). Tale sovrapposibilità tra gli sforzi ci induce a poter sostenere che entrambe le famiglie di faglie siano di carattere neotettonico e, pertanto, abbiano una più che probabile attività sismotettonica presente.

Le faglie di direzione distinta da quelle evidenziate sono in numero esiguo e, in generale, paiono dislocate ed subordinate alle famiglie anteriori. Ciò nonostante, il tipo di movimento di alcune di esse permette di fornire delle osservazioni indicative. Di particolare interesse sono due faglie direzionali di tipo destrorso, orientate tra **N 75 E** e **N 79 E**, così come due faglie sinistrorse orientate tra **N 86 E** e **N 89 E**. I due gruppi determinano una coppia coniugata compatibile con una compressione intorno alla direttrice E-O ed un'estensione associata intorno a N-S. Si potrebbe supporre, con notevole margine di incertezza, che tali faglie siano un'eredità della fase

parossistica burdigaliana cui si è fatto cenno in precedenza. Per quanto queste lineazioni costituiscano discontinuità strutturali (localmente anche di rilevante espressione morfologica, specie nel caso sinistrorso N 89 E che disloca il fianco orientale del polje di Pozuelo), esse paiono chiaramente subordinate od interrotte (come nel già citato caso) dagli elementi delle due famiglie principali rilevate e ciò supporterebbe, evidentemente, la loro scarsa attività recente. E' pur vero, d'altra parte, che le due faglie di direzione destra (N 75-79 E) corrispondono al gruppo A di Sanz de Galdeano (1983), ciò indicando una possibile riattivazione in epoca neotettonica. Tali faglie sono localizzate ad E del polje di Zurraque (dislocando il Cerro de Zurraque) e poco a S del Pico Ventana, lungo la linea ideale di separazione tra la Sierra de Juan Diego e la Sierra del Palo.

A) Massiccio di Grazelema

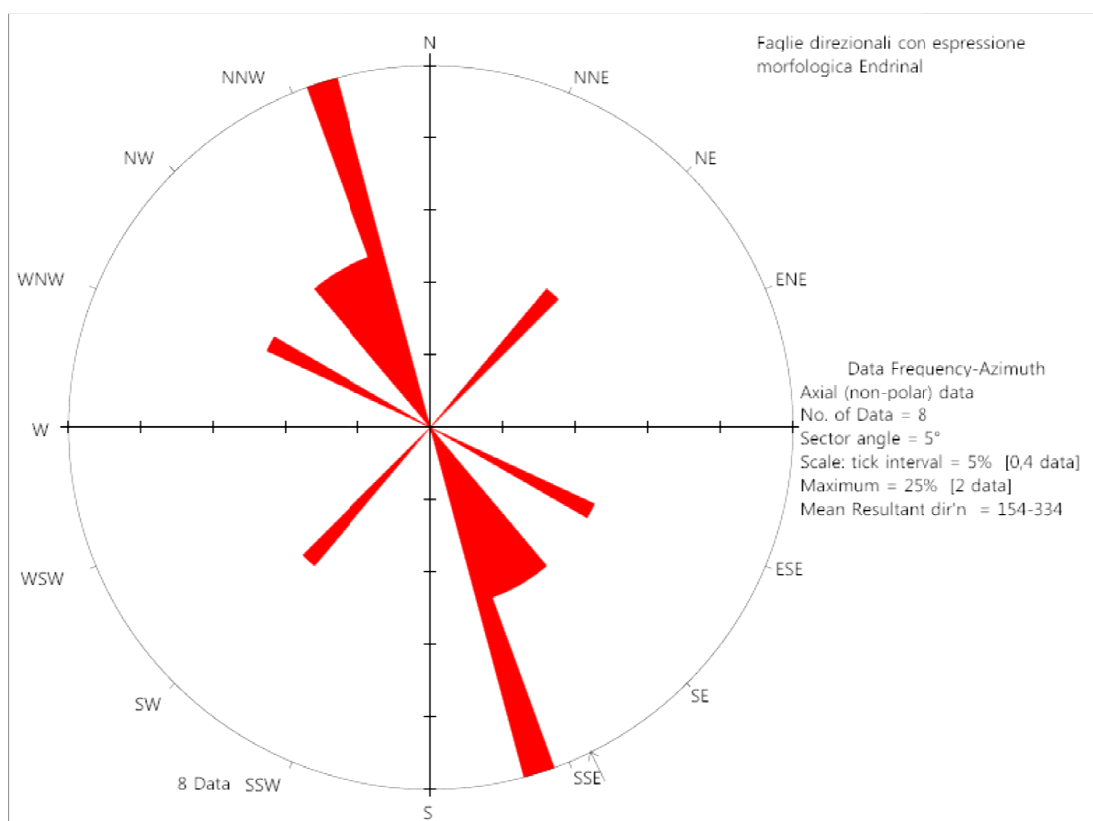


Fig. 5.20 Faglie direzionali con espressione morfologica nel Massiccio di Grazelema.

Il diagramma a rosa di figura 5.20 mostra le tracce delle faglie direzionali con chiara espressione morfologica e di cui si è stabilito il movimento relativo nell'ambito del Massiccio di Grazelema. Va subito segnalato che, alla scala di indagine (genericamente 1:20.000), il numero di tali elementi univocamente riconosciuti è estremamente esiguo (pari ad 8), giustificando, pertanto, la cautela nel trarre conclusioni assolute e la necessità di un lavoro di maggior dettaglio ad una scala più significativa. Ciò premesso, è possibile distinguere un arco di 8 faglie che va da N 165 E a N 45 E, ovvero essenzialmente le famiglie 4 e 5 ed una delle famiglie minori di elementi che tagliano trasversalmente la direzione di sviluppo delle sierras del Massiccio evidenziate nel diagramma di fratturazione generale del massiccio di fig. 5.12.

Ancora una volta, definito per ciascuna faglia il tipo di movimento riconoscibile con la fotointerpretazione delle stesse, è stato possibile distinguere i seguenti gruppi (fig. 5.20):

- **Famiglia** intorno a N 120 E. In realtà rappresentata da un unico elemento, ovvero la faglia destrorsa che taglia con grande espressione morfologica l'estremo nordorientale della Sierra del Caillo, attraversando l'abitato di Villaluenga del Rosario e definendo, con

estrema probabilità, la direttrice di sviluppo del sistema endocarsico associato alla sima de Villaluenga (l'inghiottitoio nell'omonimo polje). Inoltre, essa taglia nettamente il fronte più esterno del *thrust* ad alto angolo della Sierra del Caillo e partecipa, quindi, alla strutturazione del polje del Navazo Alto, sbarrandone meccanicamente il limite nordorientale. Questa famiglia di faglie corrisponde chiaramente al gruppo di fratture **B** relative alla Cordigliera Betica descritto da Sanz de Galdeano (1983) e per il quale è supposta un'attività molto recente.

- **Famiglia** da **N 45 E** a **N 165 E**. La gran parte degli elementi di questa famiglia disloca il blocco del Chaparral nel suo estremo orientale, con un'espressione morfologica molto evidente. Una faglia di notevole lunghezza (3 km), localizzata intorno a **N 43 E** con movimento sinistrorso è responsabile dell'evoluzione morfostrutturale dei polje contigui del Navazo Alto e del Navazo Hondo. Questo gruppo parrebbe corrispondere solo limitatamente per quest'ultima faglia al gruppo di fratture **C** dello schema di Sanz de Galdeano (1983).

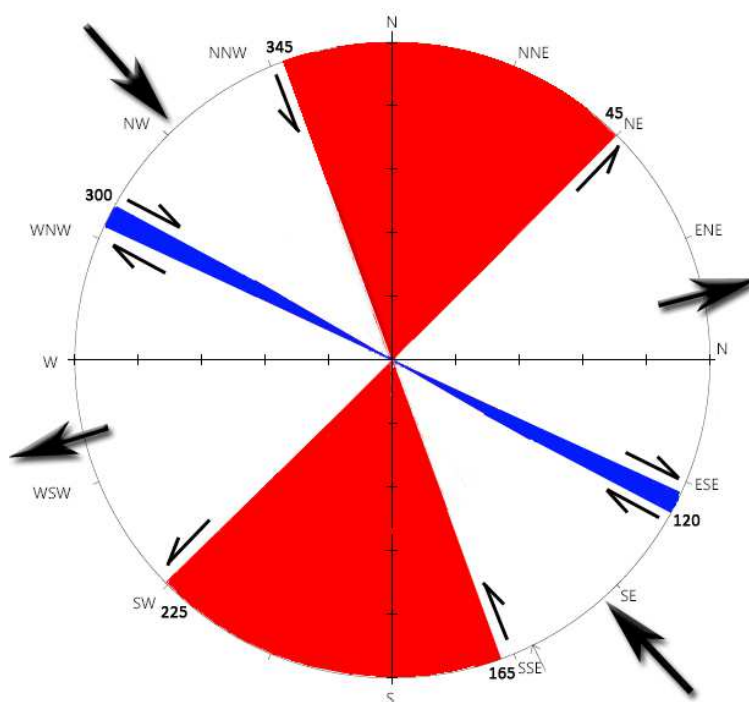


Fig. 5.21 Schema del tensore degli sforzi principali dedotto a partire dallo studio delle faglie direzionali del Massiccio di Grazalema. Le zone colorate sono corrispondono agli archi entro cui si raggruppano le principali faglie (blu = destrorse; rosse = sinistrorse).

In fig. 5.21, sulla base dei pochi dati è rappresentato la possibile coppia coniugata definita dai due gruppi e la cui risultante generale è una compressione situabile intorno a **N 150 E**, con un'estensione associata intorno a **N 80 E**. Il tensore così prodotto risulta nuovamente coincidente con lo stato degli sforzi attuale relativamente alla catena Betica (fig. 5.17). Anche in questo caso, per quanto con maggiori riserve, è possibile pensare al carattere neotettonico dei due gruppi di faglie e, pertanto, ad una loro attività sismotettonica presente.

Di notevole interesse è poi il confronto tra le direzioni medie del campo totale delle lineazioni con chiara espressione morfologica precedentemente rilevate e la localizzazione dei terremoti strumentali più significativi (con Magnitudo $M > 2$). Il registro nazionale spagnolo dell'IGN fornisce nel periodo 1929 - 2011 la registrazione e l'ubicazione esatta di 56 sismi occorsi nell'ambito dell'area del presente studio. Sfortunatamente non si dispone della soluzione del

meccanismo focale per ciascuno di essi né del relativo tensore del momento sismico. Ciò nonostante, sulla scorta di questi dati è stata elaborata una mappa di localizzazione e Magnitudo dei 56 terremoti registrati dall'IGN rispetto alle lineazioni tettoniche con espressione morfologica (fig. 5.22). Tale mappa (unita a quella di dettaglio per l'area di Benaolan-Montejaque) permette di

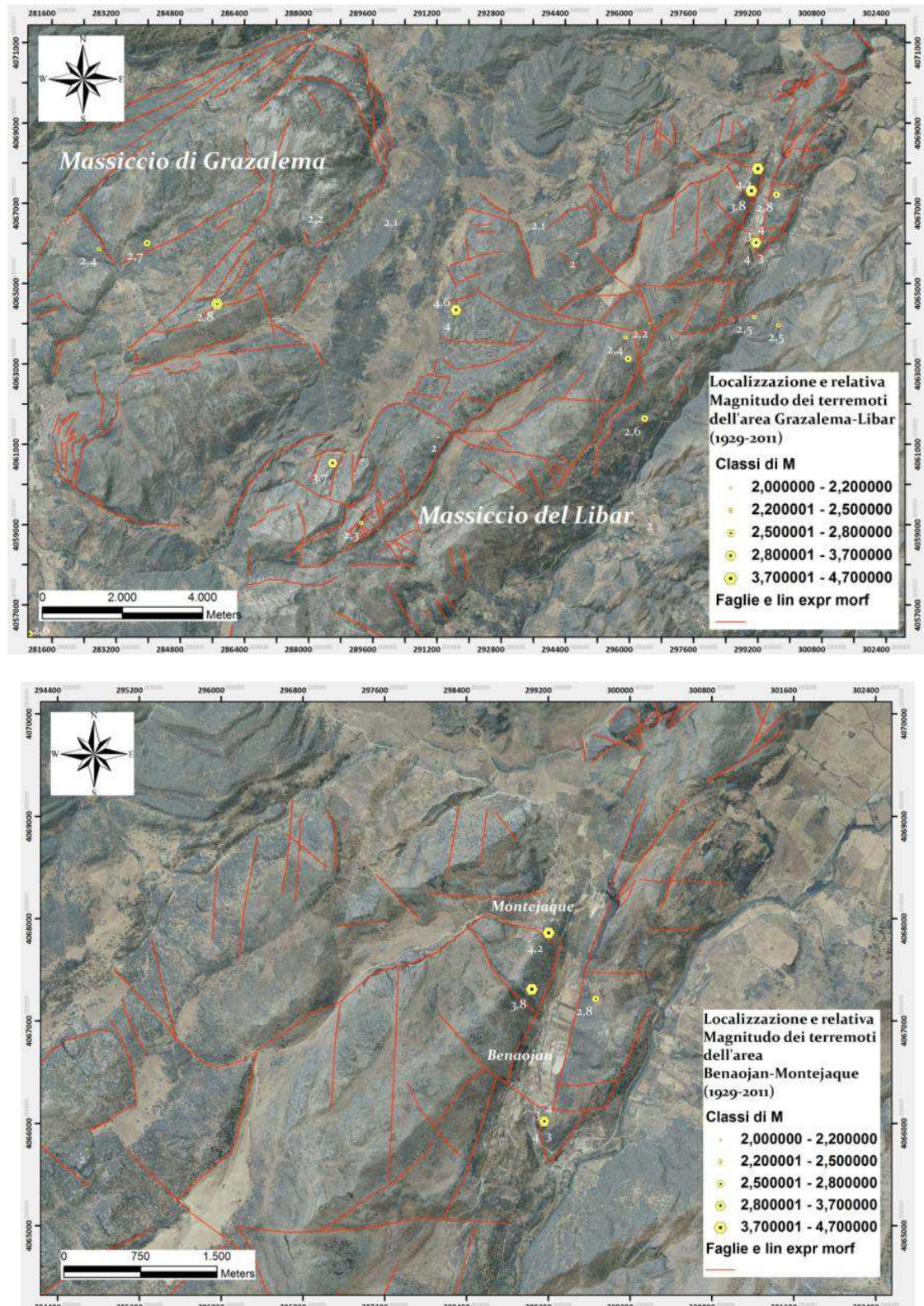


Fig. 5.22 Mappe della localizzazione e della relativa magnitudo dei terremoti dell'area di studio (*in alto*) e dell'area di Benaolan-Montejaque (*in basso*) nel periodo (1929-2011), e delle lineazioni con chiara espressione morfologica precedentemente rilevate. Elaborazione a partire da dati IGN.

fare alcune considerazioni complessive. Anzitutto, nel periodo in esame la stragrande maggioranza dei sismi ha avuto un'intensità relativamente ridotta (i terremoti con $M > 4$ sono stati soltanto 5) ciò giustificando quanto già noto relativamente alla costante attività tettonica della zona che si manifesta con un numero significativo di eventi ma di bassa energia. Secondariamente, si osserva una caratteristica distribuzione dei sismi in corrispondenza (o nelle immediate vicinanze) di alcune delle lineazioni mappate. Epicentri degni di nota (per numero e Magnitudo) si rilevano: nei pressi del sistema Navazo Alto - Navazo Hondo (ad ulteriore conferma del loro carattere di fosse tettoniche attive); a NO dell'abitato di Benaocaz, a ridosso di un'importante faglia normale di direzione NE-SO; nella zona dei polje di Zurraque e di Burfo e nel fronte sovrascorrente del Complesso del Campo di Gibilterra poco a SE del polje di Campobuche; lungo i fianchi orientale ed occidentale dell'intero Massiccio del Libar; nei pressi del polje di Benaojan-Montejaque. Quest'ultimo caso, in particolare, è quello statisticamente più interessante. Almeno 8 eventi sono stati registrati storicamente (sei dei quali riferibili al medesimo episodio del marzo 1970) nelle sue immediate vicinanze (fig. 5.22) e in più della metà dei casi questi sono localizzati in corrispondenza di faglie con notevole espressione morfologica. E' possibile relazionare (con un certo margine di cautela) questi sismi al sistema di lineazioni con accertata attività neotettonica di cui si è discusso poco sopra. In questo senso, l'assetto strutturale del polje di Benaojan - Montejaque (anche in relazione alla sua posizione topografica più bassa rispetto agli altri polje del Massiccio del Libar) suggerirebbe una più che probabile preponderanza della tettonica sugli altri meccanismi (rapido abbassamento del livello di base locale e variazioni climatiche) invocati a giustificarne il quadro evolutivo morfostrutturale (cfr. 6).

Passando ora ad un confronto diretto tra le direttrici caratteristiche dei sistemi tanto endocarsici quanto esocarsici dei due massicci e le corrispondenti famiglie di faglie direzionali, sarà possibile riconoscerne il chiaro controllo strutturale.

Per quanto i modelli di fratture dei massicci del Libar e di Grazalema siano abbastanza densi e complessi, le famiglie di faglie principali che controllano lo sviluppo superficiale dei sistemi di polje sembrano rispondere ad uno schema relativamente semplice: nel caso del massiccio del Libar predominano gli elementi sinistrorsi genericamente intorno alla direzione NNO-SSE (approssimabile a quella N-S), con una subordinata famiglia di faglie destrorse prossime alla direzione media ONO-ESE; nel caso del Massiccio di Grazalema, le faglie sinistrorse sono grosso modo orientate nella direzione NO-SE e le destrorse in quella ONO-ESE. In entrambi i casi, ciascuna coppia giustifica la gran parte del controllo strutturale della carsificazione superficiale del massiccio, sia sotto forma di limiti rettilinei (tettonici) lungo i margini dei polje maggiori, sia condizionando l'allineamento e l'evoluzione di doline o depressioni carsiche. E' innegabile, pertanto, che l'attività tettonica recente (infraquaternaria) di tali faglie abbia influenzato (forse anche vincolandolo) lo sviluppo dei sistemi carsici dei due massicci.

Nel caso del Massiccio del Libar, Durán e Soria (1989) sostengono che l'orientazione intorno a N-S coincide in gran parte con le direzioni preferenziali di sviluppo dell'insieme di cavità del massiccio e che sono idrologicamente attive, pertanto confermando parzialmente la direzione NNO-SSE precedentemente ottenuta. A questo proposito, va precisato che è sicuramente possibile riscontrare certe differenze tra le lineazioni morfostrutturali del massiccio, quelle ricavate in altri studi da immagini satellitari, le faglie rilevate con fotografie aeree e le orientazioni dei condotti endocarsici. Durán e Soria (1989) giustificano tali difformità con una sorta di effetto di "sfumatura" o di dispersione delle orientazioni selettive rispetto alle direzioni di deformazione tettonica, imputandone la ragion d'essere alle differenti scale di lavoro dei vari rilievi. In quest'ottica, una soluzione parziale può essere rappresentata dall'analisi dettagliata di cavità che sono idrologicamente attive (ovvero con processi di dissoluzione carsica in corso) discriminando, all'interno di esse, tra condotti fossili e condotti attivi. Parallelamente, lo studio di micro-tettonica dettagliato sul campo dell'intorno di ciascuna cavità carsica, aiuterebbe a superare tali contraddizioni. Anche la progressiva esplorazione speleologica di ambedue i massicci e il

riconoscimento di eventuali nuove vie di sviluppo, così come studi idrogeologici di maggior dettaglio, contribuirebbero in maniera incisiva ad una modellizzazione quanto più reale possibile dei sistemi carsici in oggetto e della loro dinamica attuale.

5.a4 Implicazione dei precedenti aspetti sullo sviluppo dei fenomeni carsici e mappa della suscettibilità alla carsificabilità superficiale.

Quanto osservato in precedenza relativamente alle caratteristiche litostratigrafiche, al contesto strutturale complessivo ed al controllo delle lineazioni tettoniche nell'orientare i sistemi carsici dei massicci del Libar e di Grazalema, induce a considerare l'importanza relativa di questi elementi (rispetto ad altri fattori già discussi in precedenza, cfr. 3) nel condizionare profondamente lo sviluppo e l'entità e dei processi carsici in atto nei suddetti massicci.

Per quanto concerne il controllo litologico (parzialmente già discusso nel cap. 3), è evidente come la caratterizzazione geologica delle due aree, condotta ad opportuna scala di dettaglio, facilita il compito nell'assegnazione qualitativa di un maggiore o minore grado di attitudine alla carsificabilità. In questo senso, come già ricordato al par. 3.c, è possibile distinguere secondo Piccinni (1999) tre livelli generici di carsificabilità delle rocce carbonatiche in funzione del tipo di roccia: a) *Alto* (calcari massicci o a strati spessi e marmi); b) *Medio* (calcari a strati sottili, calcareniti, calcari selciferi e dolomie); c) *Basso* (calcari marnosi, calcescisti, calcari selciferi metamorfici, calcari cataclasati). Le eventuali condizioni intermedie di alternanze litologiche nel volume roccioso hanno, d'altra parte, un ruolo altrettanto significativo, particolarmente evidente nel condizionamento dell'evoluzione dei condotti endocarsici. Infatti, congiuntamente all'assetto strutturale (tabulare, monoclinale o a pieghe) esso vincola le direzioni preferenziali di sviluppo di tali condotti, determinandone una progressione in senso verticale (laddove lo spessore di roccia carsificabile "pura" sia significativamente alto, così come la permeabilità e la fratturazione dello stesso) od orizzontale (nel caso in cui un livello a carsificabilità bassa, se non addirittura nulla, limiti l'evoluzione verticale e favorisca la formazione di gallerie orizzontali). E' questo il caso molto caratteristico degli inghiottitoi (*simas* in castigliano) dei polje della Sierra del Caïllo. In particolare, tanto nella *sima* del Navazo Alto quanto in quella del Navazo Hondo, i dati speleologici delle più recenti esplorazioni effettuate forniscono un modello di sviluppo dei condotti chiaramente limitato nella sua "potenzialità verticale" dal raddoppio della serie giurassico-cretacea del Penibetico e favorita dal più volte citato *thrust* della Sierra del Caïllo. In altri termini, nel caso specifico, l'assetto morfostrutturale già descritto (fig. 5.2) ha limitato (e limita) l'evoluzione verticale a grande scala dei condotti a favore di un possibile maggior sviluppo orizzontale. La progressione verticale, infatti, oltre ad essere all'origine dei pozzi più profondi, è vincolata allo spessore carbonatico della serie Penibetica, così che, nonostante l'importante spessore che tale serie possiede nel Massiccio di Grazalema, le reti endocarsiche maggiori associate agli inghiottitoi dei suoi polje sono controllate in maniera decisiva dall'assetto strutturale. A riprova di ciò, secondo quanto riportano i dati topografici rilevati dai gruppi speleologici CES-ESCARPE e AAES (fig. 5.23), tali reti endocarsiche registrano uno sviluppo verticale mediamente di 150 m (in dettaglio: *sima* Navazo Alto: -150m; *sima* Navazo Hondo: -167; *Sima* del Caïllo: -140m) con un livello inondato (o un sifone) terminale orizzontale. Tenendo conto del fatto che i tre sistemi endocarsici menzionati si sviluppano tendenzialmente verso N-NO, e che tale direzione (oltre a coincidere con la vergenza del *thrust*) è, per quanto visto, la direttrice delle faglie destrorse con attività recente nella zona dell'Endrinal, si può rilevare abbastanza attendibilmente che le profondità massime di sviluppo dei tre sistemi coincidano con un cambio litologico importante.

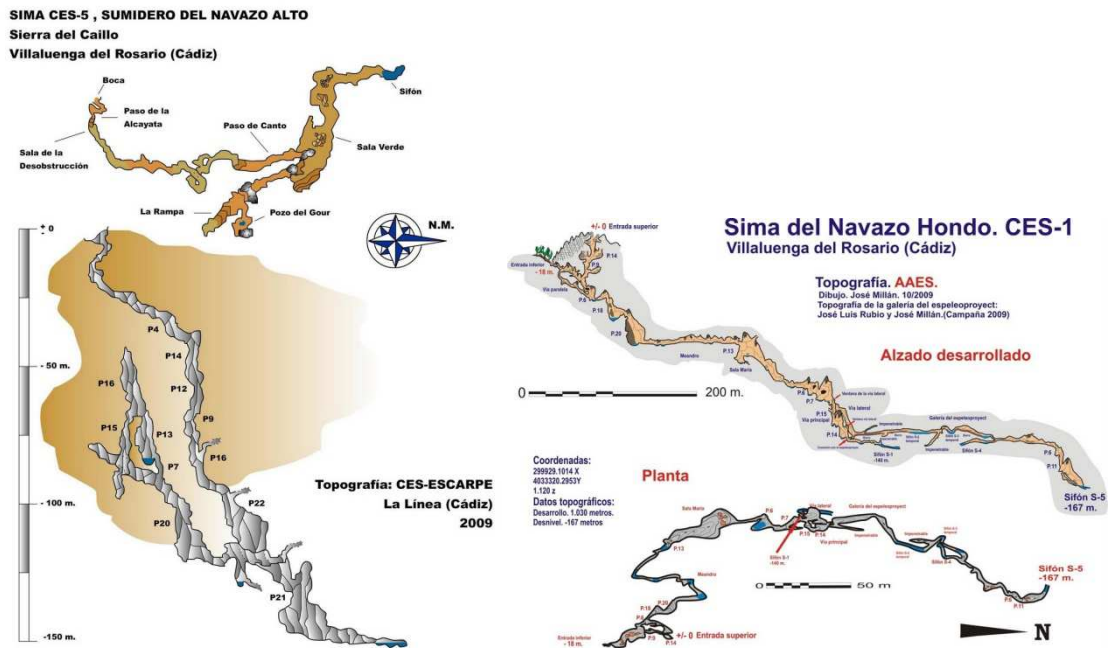


Fig. 5.23 Rilievo topografico in sezione ed in pianta della Sima del Navazo Alto e della Sima del Navazo Hondo (Sierra del Caillo, Villaluenga del Rosario) elaborati dai gruppi speleologici CES e AAES.

Relativamente al condizionamento dello sviluppo dei sistemi endo- ed esocarsici esercitato dalle orientazioni caratteristiche delle faglie attive (oltreché dall'assetto strutturale d'insieme), il quadro esemplificativo mostrato poco sopra fornisce utili indicazioni a riguardo. Allo stesso tempo, l'analisi statistica del grado di fratturazione che interessa i due massicci oggetto del presente studio è pure indicativa di come tale condizionamento sia efficace sulle forme esocarsiche maggiori (polje, valli secche, allineamenti di doline, ecc.). Il metodo fotointerpretativo, del resto, ha notevole validità proprio nel caso dei polje, così come asseriscono Benavente e Sanz de Galdeano (1999). Del resto, già altri autori che si sono occupati di contesti simili (Nicod, 1983; Lhenaff, 1986) segnalano la relazione tra i principali polje dell'area mediterranea e sistemi di faglie che si riattivano periodicamente e, a scala più locale, riconoscono una chiara origine tettonica di tutti i polje della Cordigliera Betica, soprattutto nel caso del Massiccio del Libar, dove (secondo Delannoy e Diaz del Olmo, 1986), il controllo della fratturazione è ancor più evidente. Chiaramente, il grado di fratturazione non è l'unico fattore determinante nella carsificabilità dei massicci, ma è sicuramente decisivo poiché di fatto esercita un controllo vincolante nelle caratteristiche geomorfologiche ed idrogeologiche degli stessi, partendo dalla genesi di una microporosità o da un insieme di karren incipienti ed arrivando fino allo sviluppo delle grandi reti speleologiche o al condizionamento, più volte ribadito, dei polje maggiori.

Accanto a questa terna di fattori, un peso significativo nel grado di carsificabilità superficiale delle coperture carbonatiche è fornito anche dall'acqua di origine meteorica disponibile per il deflusso superficiale e l'innescò di fenomeni di dissoluzione (karren, doline, valli secche, ecc.). Come descritto inizialmente (cfr. 2.a3), l'area della Serrania de Grazalema vanta una disponibilità d'acqua proveniente dalle precipitazioni significativamente alta e stimabile in una media di 1244 mm annui distribuiti sull'intera superficie. D'altra parte è stato pure dimostrato che poco più del 43% dell'acqua che cade nella zona sotto forma di precipitazioni atmosferiche (pari a circa 540 mm annui) non evapotraspira e va a contribuire al *runoff* superficiale ed alle infiltrazioni (rappresentando, dunque, un fattore importante nello sviluppo del carsismo). Le basse temperature (cfr. 3.b), inoltre, incrementano la solubilità della CO₂ in acqua, per cui anche la loro distribuzione areale (che come visto non segue alcuna logica lineare nel settore di studio) ha un

ruolo importante nella carsificabilità di alcune aree specifiche (si pensi alle zone topograficamente più elevate). L'entità ed il tenore vegetativo della copertura è altro elemento discriminante di grande importanza, soprattutto nei fenomeni di criptocorrosione che caratterizzano le forme superficiali tanto alla meso- quanto alla microscala. Infine, il grado di pendenza topografica ha pure gioco nel favorire fenomeni di spianamento laterale (nel caso del fondo dei polje) o di evoluzione morfologica (nel caso delle doline e delle altre depressioni superficiali). In fig. 5.24 si riporta un possibile schema concettuale delle variabili chiave nel controllo dei processi di dissoluzione nei calcari, così come elaborato da Trudgill (1985). L'autore attribuisce notevole rilevanza ai termini estremi: Clima (e, a cascata, precipitazioni-evaporazione e temperatura) e Litologia. Va da sé che, alla luce di quanto sopra dimostrato, un ruolo primario è però svolto anche dal grado di fratturazione complessivo degli ammassi rocciosi (riflesso del regime di stress tettonico attivo nell'area).

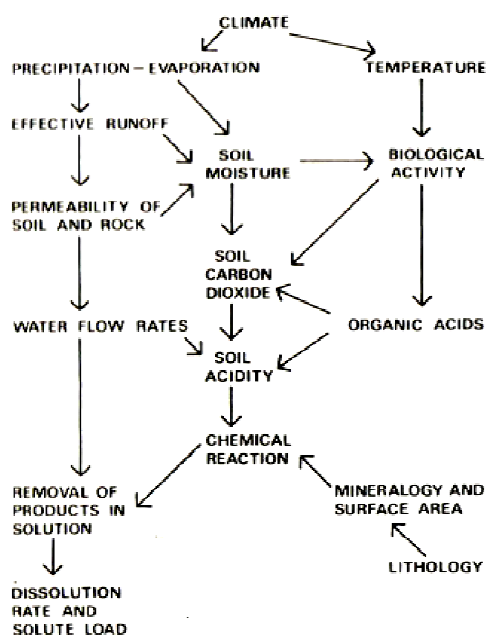


Fig. 5.24 Schema delle variabili che controllano i processi di dissoluzione nei calcari secondo Trudgill (1985).

In ragione di tutti questi elementi, si è presa in considerazione l'opportunità di concepire e strutturare una mappa della suscettibilità alla carsificabilità superficiale dell'area di studio, elaborata in ambiente GIS e tenendo conto delle variabili spaziali che condizionano maggiormente il carsismo locale e che sono state fin qui definite. Ciascuna variabile è stata trasformata in un raster spaziale applicando una riclassificazione *ad hoc* basata sull'assegnazione di pesi numerici qualitativi ad ogni elemento rappresentativo della variabile stessa. Nella fattispecie sono stati prodotti otto livelli informativi:

- a) **Litologia** (fig. 5.25): avendo particolare rilevanza nei fenomeni di dissoluzione (cfr. 3), rappresenta il livello tematico di maggior "peso" valoriale. Le coperture superficiali digitalizzate precedentemente per l'elaborazione della carta geologica sono state classificate (tab. 5.1) in funzione della loro maggiore o minore attitudine ad essere sottoposte a tali fenomeni, ovvero in funzione della litologia prevalente secondo lo schema qualitativo proposto da Piccinni (2009) e già indicato in precedenza (cfr 3.c). L'attribuzione dei singoli pesi ha dovuto necessariamente tener conto della possibile compresenza ed alternanza tra litologie affioranti con attitudine talora anche molto diversa nei confronti dei processi carsici.

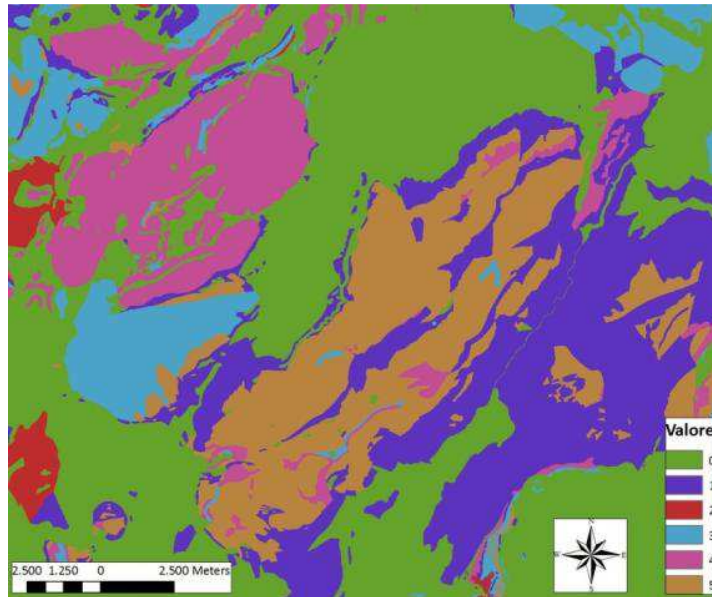


Fig. 5.25 Raster di riclassificazione del parametro Litologia.

- b) **Tettonica** (fig. 5.26): come osservato, ha un ruolo comprimario nella modellazione complessiva dei sistemi carsici. Per dare una giusta indicazione del peso di ciascun elemento tettonico, a tutte le fratture e faglie digitalizzate sono stati attribuiti dei valori funzionali alla tipologia di movimento, all'eventuale espressione morfologica ed all'orientazione delle stesse (tenendo conto del carattere neotettonico di alcune di esse e, pertanto, significativamente più suscettibili di attivare sistemi di infiltrazione preferenziale). La compresenza dei vari caratteri ha fornito i valori più elevati della scala classificativa (tab. 5.1), di modo che il successivo *buffering* della fascia di azione dei singoli lineamenti tettonici è stato tarato in funzione di detti valori. Il seguente e definitivo passaggio è consistito nella rasterizzazione del livello informativo precedentemente strutturato.

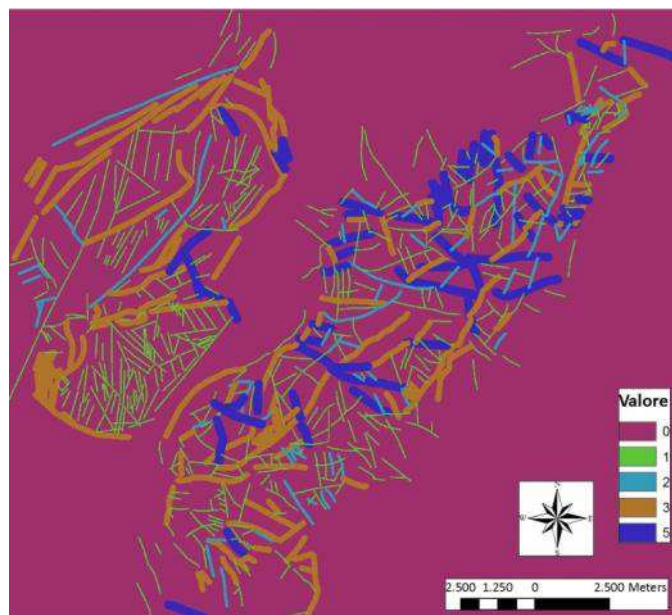


Fig. 5.26 Raster di riclassificazione del parametro Tettonica.

- c) **Copertura vegetazionale** (fig. 5.27): l'elaborazione di immagini Landsat ETM+ discussa in precedenza (cfr. 4.e) ha consentito di generare un output grafico relativo al rapporto tra

bande B₄/B₃ dell'area di studio. Come noto tale rapporto (o *vegetation index*, VI) consente di discriminare tra aree vegetate (tonalità più chiare) e aree non vegetate (tonalità più scure). La riclassificazione di tale immagine ha consentito di produrre un raster rappresentativo della maggiore o minore presenza di vegetazione distribuita sull'area in esame (tab. 5.1). Ciò ha rilevanza, naturalmente, poiché la vegetazione svolge un ruolo secondario ma significativo nell'accelerare i processi di corrosione per dissoluzione all'interfaccia suolo-roccia (cfr. 3.d3).

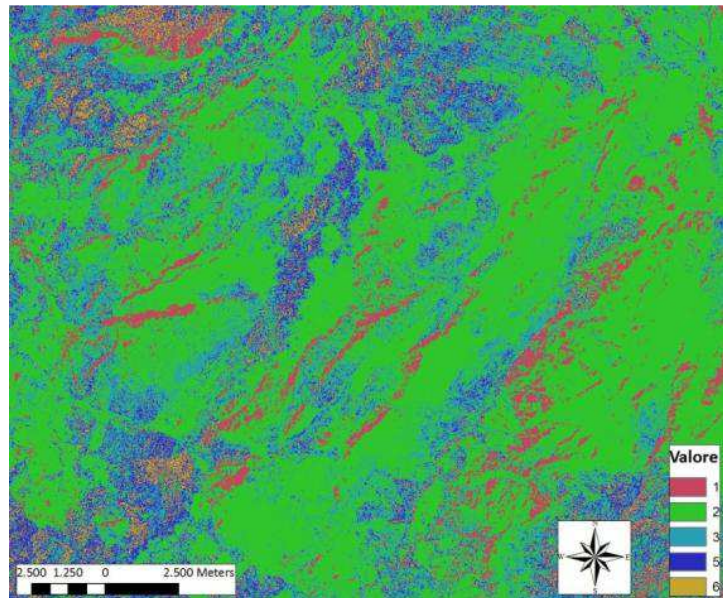


Fig. 5.27 Raster di riclassificazione del parametro Copertura vegetazionale.

- d) **Disponibilità di acqua** (fig. 5.28): come affermato poco sopra, mediamente il 43% dell'acqua precipitata per via meteorica defluisce superficialmente. Per tale ragione si è ritenuto opportuno normalizzare i dati in formato raster relativi all'andamento delle precipitazioni dal 1971 al 2000 (e già utilizzati nel cap.2) per ottenere un livello medio rappresentativo del *runoff* superficiale dell'intera area di studio. Si tratta, ovviamente, di una notevole approssimazione e che, pertanto, ha comportato l'assegnazione di un peso relativo minore per il raster riclassificato prodotto (tab. 5.1).

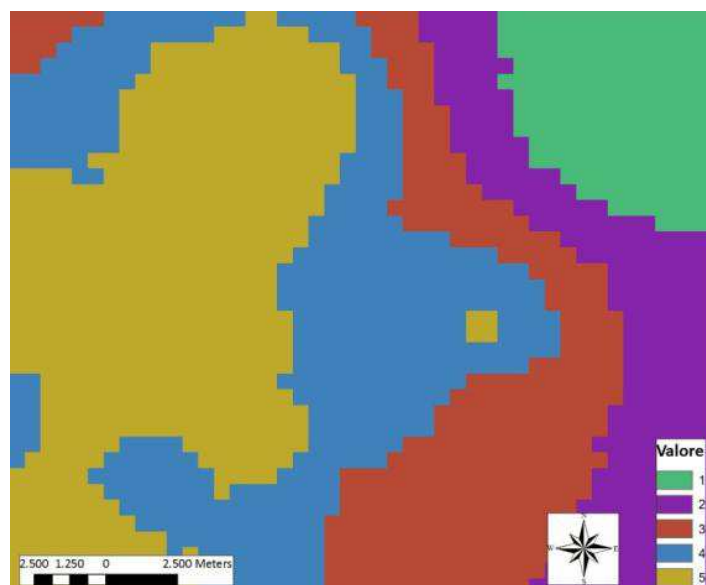


Fig. 5.28 Raster di riclassificazione del parametro Disponibilità di acqua.

- e) **Temperatura** (fig. 5.29): come più volte osservato, le basse temperature svolgono un ruolo significativo nel favorire le reazioni di dissoluzione delle rocce carsificabili. Inoltre, esse consentono l'accumulo e la persistenza delle coperture nevose responsabili della formazione ed evoluzione di numerose morfologie associate al carsismo nivale (pozzi a neve, karrenfield, ecc.). Disponendo di dati raster relativi alle temperature medie annuali del trentennio 1971-2000, è stato possibile riclassificare tale livello informativo assegnando un peso maggiore alle aree con temperature medie più basse (tab. 5.1).

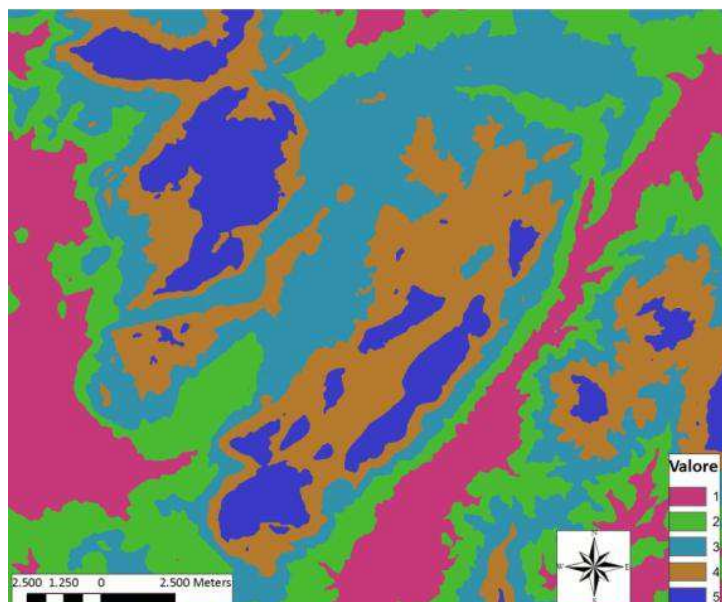


Fig. 5.29 Raster di riclassificazione del parametro Temperatura.

- f) **Pendenza** (fig. 5.30): l'elaborazione di un raster con valori di pendenza è stata ottenuta, come visto, a partire da un DTM a 10 metri di risoluzione spaziale. Partendo dall'assunto che in corrispondenza di pendenze ridotte si instaurano fenomeni di spianamento e corrosione laterale, o si favorisce lo sviluppo di depressioni chiuse (ed in generale di meso- e macroforme carsiche), si è assegnato un valore di maggior peso ad aree con pendenze ridotte (tab. 5.1).

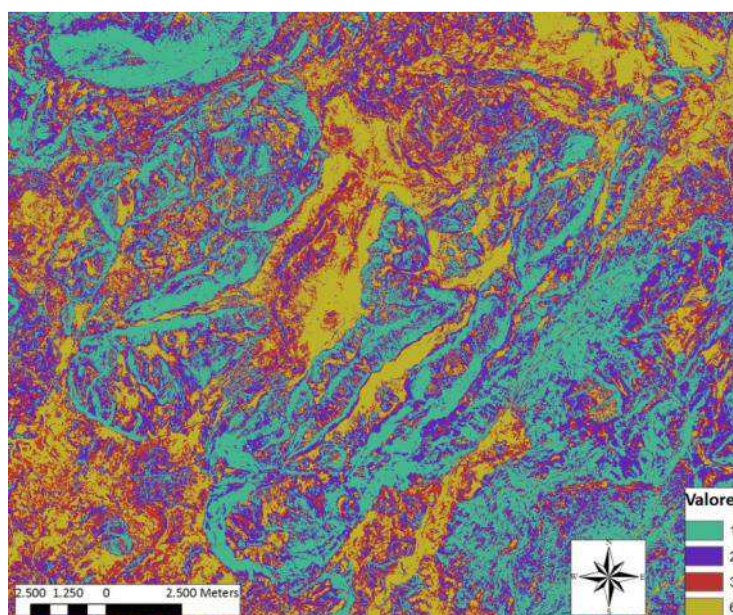


Fig. 5.30 Raster di riclassificazione del parametro Tettonica.

- g) **Esposizione** (fig. 5.31): questo fattore è strettamente relazionato alla disponibilità di acqua del settore di studio, poiché i versanti genericamente orientati verso Nord hanno un tenore di umidità al suolo superiore a quello dei versanti esposti a Sud (e, di conseguenza, un'intensità maggiore nei processi di criptocorrosione carsica). Analogamente le aree piane, per quanto già osservato in precedenza (ed anche secondo Trudgill, 1985), avranno un "peso" significativamente elevato (tab. 5.1).

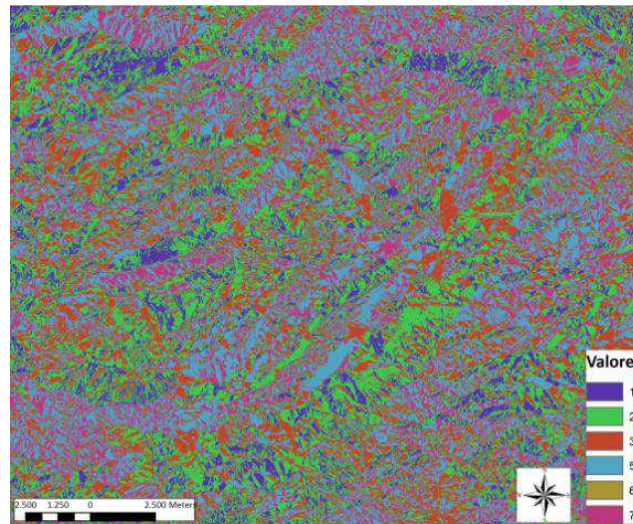


Fig. 5.31 Raster di riclassificazione del parametro Esposizione.

- h) **Topografia** (fig. 5.32): nella rassegna di fattori che controllano la formazione e lo sviluppo del paesaggio carsico, Trudgill (1985) assegna un valore preminente al complessivo andamento topografico. In particolare egli riconosce come nella parte meno acclive a monte di un versante predominino fenomeni di infiltrazione verticale (con acque molto acide), mentre al piede del versante (nella zona di accumulo detritico) prevalgono i processi di raccolta e di più intensa degradazione meteorica dei prodotti dell'erosione meccanica avvenuta lungo il pendio. Questo schema morfodinamico ideale può essere applicato al presente caso di studio ricavando un raster della curvatura topografica (cfr. 4.d), rappresentativo di un indice di posizione topografica (TPI) con valori positivi nella parte a monte del pendio, negativi in quella al piede del versante e nulli lungo il pendio stesso (tab. 5.1).

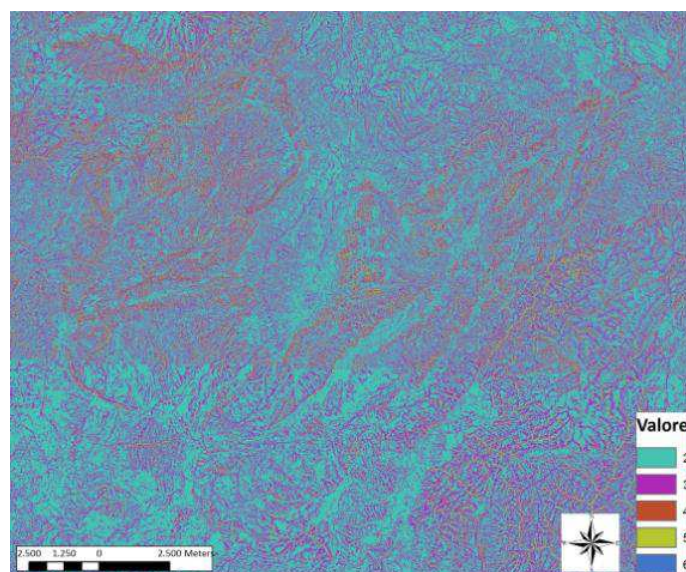


Fig. 5.32 Raster di riclassificazione del parametro Topografia.

<i>Variabile (X)</i>	<i>Valori classificativi (V_X)</i>	<i>Fattore di correzione (F_X)</i>
1. Litologia	0. Grado nullo di carsificabilità superficiale 1. Grado basso di carsificabilità superficiale 2. Grado medio-basso di carsificabilità superficiale 3. Grado medio di carsificabilità superficiale 4. Grado medio-alto di carsificabilità superficiale 5. Grado alto di carsificabilità superficiale	2
2. Tettonica	0. Influenza tettonica bassa 1. Influenza tettonica medio-bassa 2. Influenza tettonica media 3. Influenza tettonica alta 5. Influenza tettonica molto alta	0.6
3. Copertura vegetazionale	1. Indice di vegetazione (VI) molto basso 2. VI basso 3. VI medio 4. VI alto 5. VI molto alto	0.4
4. Disponibilità di acqua	1. Disponibilità bassa 2. Disponibilità medio-bassa 3. Disponibilità media 4. Disponibilità medio alta 5. Disponibilità alta	0.4
5. Temperatura	1. Temperatura alta 2. Temperatura medio-alta 3. Temperatura media 4. Temperatura medio-bassa 5. Temperatura alta	0.3
6. Pendenza	1. Pendenza alta 2. Pendenza media 3. Pendenza bassa 6. Pendenza molto bassa	0.3
7. Esposizione	1. Esposizione intorno a S 2. Esposizione intorno a SO 2. Esposizione intorno a SE 3. Esposizione intorno a O 3. Esposizione intorno a E 5. Esposizione intorno a NO 5. Esposizione intorno a NE 6. Esposizione su fondo piano 7. Esposizione intorno a N	0.3
8. Topografia	2. Posizione Topografica (TP) di pendio 3. TP alta 4. TP molto alta 5. TP bassa 6. TP molto bassa	0.2

Tab. 5.1 Parametri (e relativi valori) usati nella realizzazione della mappa di suscettibilità alla carsificabilità superficiale.

Come osservato a commento di ciascuno dei parametri sopra elencati, al fine di evitare la sottostima delle variabili più rilevanti localmente, così come la sovrastima di quelle meno determinanti, si è optato per una ponderazione dei valori V_X attraverso il ricorso ad un opportuno *fattore di correzione* F_X . Tale fattore varia da **0.2 (poco rilevante)** a **2 (altamente rilevante)** in funzione dell'importanza relativa di ciascun parametro nell'ottica di stimarne la rilevanza nel controllare l'attitudine alla carsificabilità superficiale.

Il valore puntuale K_X di tale attitudine per ciascun parametro V_X può, pertanto, essere espresso come:

$$K_X = V_X \times F_X$$

In modo analogo, il valore medio puntuale K_{tot} del grado di carsificabilità superficiale per tutti gli otto parametri descritti in precedenza diventa:

$$K_{tot} = \frac{\sum V_X \times F_X}{8}$$

Tutti i livelli raster tematici relativi a ciascun parametro sono stati prodotti nello stesso sistema di riferimento e, attraverso un adeguato ricampionamento, con la medesima risoluzione spaziale, ovvero pari a 10 metri. Il ricorso allo strumento GIS di calcolo tra raster ha consentito, infine, di ottenere una mappa indicativa della media complessiva dei valori di ciascuno degli otto parametri inseriti nel modello, basata, per l'appunto, sull'equazione di stima del K_{tot} . Tale mappa (rappresentata in fig. 5.33 in trasparenza su uno *shaded relief* a 10 metri di risoluzione spaziale) fornisce, dunque, un'indicazione qualitativa della maggiore o minore attitudine che le rocce affioranti nell'area di studio posseggono alla carsificabilità superficiale (naturalmente in funzione dei soli parametri inseriti), ovvero alla possibilità che meccanismi di corrosione per dissoluzione si inneschino ed agiscano su di esse. Inoltre, per quanto con un certo grado di approssimazione, le aree con colorazioni indicative di valori di K_{tot} più alti, potrebbero definire anche il grado di probabilità di rinvenire le forme esocarsiche maggiori (con un margine d'errore pari ad almeno 10 metri, tenendo conto della risoluzione dei prodotti elaborati). Una ricognizione speditiva della mappa di fig. 5.33 ci permette inoltre di osservare come: le zone più suscettibili sono localizzate naturalmente in corrispondenza delle successioni penibetiche, con dei picchi significativi nella zona della Sierra del Endrinal (a N della Manga de Villaluenga) ed in gran parte dei rilievi anticlinali che costituiscono l'ossatura del Massiccio del Libar lungo la direttrice strutturale regionale NE-SO; le forme esocarsiche maggiori (i polje dei due massicci) hanno un'attitudine medio-bassa alla carsificabilità superficiale, supportando, d'altra parte, l'ipotesi interpretativa che la loro evoluzione sia prevalentemente controllata dalla tettonica e da fenomeni di spianamento e corrosione laterale.

Un risultato più significativo potrebbe essere ottenuto rivalutando i parametri inseriti nel modello od altri di cui si sottostima la valenza nel processo carsico. Ciò passerebbe anche attraverso una nuova taratura del fattore di correzione F_X . Una possibile applicazione immediata potrebbe consistere nel correlare i tassi di degradazione (dissoluzione + erosione meccanica) stimati in ranghi di ribassamento superficiale con le aree a maggiore (o minore) attitudine alla carsificabilità.

Infine, va sottolineato come non esista in letteratura alcun esempio di stima della suscettibilità alla carsificabilità superficiale. Di contro, solo recentemente Galve *et al.* (2009) hanno sviluppato un metodo di valutazione quantitativa della suscettibilità (probabilità spaziale) e del rischio (probabilità spazio-temporale) legati alle doline da collasso (*sinkhole*).

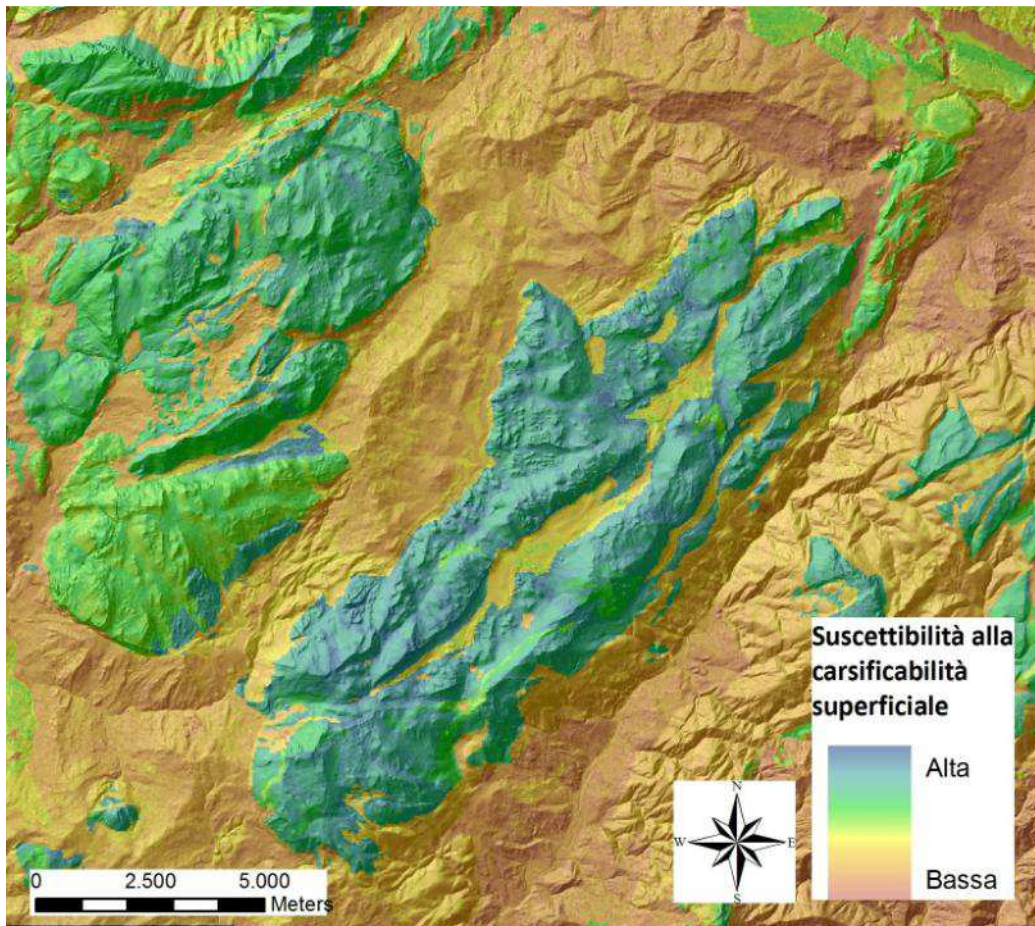


Fig. 5.33 Mappa della suscettibilità alla carsificabilità superficiale in trasparenza su uno *shaded relief*, per l'area dei massicci di Grazalema e del Libar.

5.b Inventario delle forme esocarsiche

In questa sezione viene presentato un inventario di dettaglio delle morfologie esocarsiche riconoscibili nell'area di studio, procedendo da quelle a scala minore (i karren) fino alle macroforme rappresentate dai polje. Per ciascun gruppo si tenterà di rappresentarne la distribuzione spaziale e di elaborare dati morfometrici ed indicazioni sui possibili meccanismi evolutivi.

5.b1 Karren

Come già osservato precedentemente, i **karren** costituiscono una tipica forma carsica scolpita sulla superficie di rocce solubili esposte. La stragrande varietà di morfologie che essi presentano è rispecchiata dall'altrettanto ingente varietà nomenclaturale (cfr. 3.d2), riflesso, a sua volta, del duplice approccio classificativo (morfogenetico o morfometrico) utilizzato da vari autori. Inoltre, data la frequenza di associazioni combinate di più elementi singoli (i già citati *karren assemblages* o *karrenfield*), il criterio analitico morfometrico presuppone il non secondario problema della loro mappatura. I tradizionali metodi cartografici geomorfologici, infatti, non sono adatti per la corretta delineazione dei karren e ciò, evidentemente, in ragione della scala di analisi. Prescindendo dagli scopi del presente studio il rilievo e la rappresentazione di dettaglio di tali

forme, si offrirà una panoramica generale sulla loro distribuzione spaziale e sul loro significato morfogenetico.

Nell'ambito della Serrania de Grazalema, i karren presentano una distribuzione areale molto variegata ma, genericamente, sono rilevabili su tutte le rocce carbonatiche dei massicci di Grazalema e del Libar, e, tipicamente, entro certi *range* altitudinali.

Come già ricordato, Delannoy (1987) ha evidenziato la significativa presenza di numerose forme nivali (tipicamente carsiche) nella Sierra de Grazalema (quasi esclusivamente in corrispondenza della sola Sierra del Endrinal), a testimonianza di un limite inferiore delle nevi perenni per l'ultimo periodo glaciale stimato intorno ai 1400 metri di quota. In effetti (come si osserva in fig. 2.10) al di sopra di questo livello, la copertura vegetazionale è praticamente assente, ciò consentendo l'osservazione di evidenze che testimoniano l'evoluzione del paesaggio carsico in condizioni nivali più o meno marcate. Al di là delle forme di maggior estensione (circhi, nicchie di nivazione, piccole valli nivali e pozzi a neve), peraltro ben visibili dalla semplice ricognizione fotogeologica, sul fondo di queste e sui fianchi del Reloj si rileva la caratteristica presenza di un carso a bancate gradate (*karst en banquettes*). I ripiani strutturali a gradoni formati dai calcari della Formazione Endrinal (e privi di copertura), costituiscono il substrato ideale per la modellazione di tutta una serie di morfologie tipiche della zoneografia di fig. 3.16. La Sierra dell'Endrinal costituisce, in questo senso, un autentico museo dei karren, tanto nelle forme libere (su roccia nuda) quanto in quelle coperte e semicoperte. Tra le prime grande abbondanza hanno: *rillenkarrren* (nei ripiani più alti delle spianate di soluzione), *rinnenkarren* e *wandkarren* (o *wallkarren*) e *mäanderkarren* ai piedi di tale spianata; i *ripiani di soluzione* (fig. 5.34 e 5.35). La notevole abbondanza di tali morfologie è legata, tra gli altri, alla concomitanza di alcuni fattori: la composizione litologica delle bancate strutturali (essenzialmente calcari oolitici della Formazione Endrinal); la notevole entità delle precipitazioni atmosferiche (sia nevose che sotto forma di pioggia) e che in questa Sierra raggiungono mediamente i 1650 mm annui; l'assenza di una coltre vegetazionale sufficientemente diffusa da garantire una protezione dall'erosione idrodinamica. Sempre nell'ambito delle forme libere la cui evoluzione è controllata dalla fratturazione complessiva della roccia, frequente è la presenza di: *cavità interstrato* (fig. 5.35), estesi *corridoi carsici* e *kluftkarren* (o *crepacci carsici*). Al di sotto della fascia altitudinale dei 1400 metri s.l.m. frequente è poi la compresenza di varie tipologie di karren coperti, talora coincidenti con estese superfici di corrosione carsica: *kamenitza* con riempimenti parziali, *karren alveolari*, *rundkarren*, *trittkarren* impostatisi su karren liberi (fig. 5.35).



Fig. 5.34 Ripiano di soluzione sul fianco nordorientale del Simancon (Sierra dell'Endrinal).



Fig. 5.35 *In alto: a sinistra, mäanderkarren; a destra: forma complessa ove coesistono dei rillenkarren sviluppati all'interno dei trittkarren, entrambi impostatisi sui fianchi di un rundkarren esposto. In basso: cavità di interstrato (Sierra dell'Endrinal).*

Nell'insieme, la sovrapposizione nell'area di Grazelema di tipologie di karren così variegata (ed indicative di distinti processi morfogenetici) è imputabile (come già rilevato da Delannoy, 1987) all'azione corrosiva dei processi di dissoluzione instauratisi in contesto climatici molto differenziati. Le microforme di dissoluzione libere della Sierra del Endrinal sono evidentemente legate alla notevole entità delle precipitazioni medie annue che, come visto, possono raggiungere anche i 3000 mm annui (cfr. 2.a2). Tuttavia, tali morfologie di dimensioni più contenute sono soltanto una parte della più complessa organizzazione delle superfici carsiche dell'area, frutto di un modellamento ereditato dagli ultimi episodi freddi pleistocenici. Allo stesso tempo non è da considerare secondaria l'influenza dell'attività antropica (allevamento e disboscamento) nell'accelerare (a breve scala temporale) i processi di esumazione di forme criptocarsiche per progressiva degradazione e rimozione della copertura bio-pedologica.

Per quanto riguarda il Massiccio del Libar, l'assetto strutturale e la componente litologica, uniti ad una minor abbondanza di evidenze di morfologie nivali, configurano un paesaggio con tipologie

di karren altrettanto variegata e spettacolare se confrontate con quelle del vicino Massiccio di Grazalema. Infatti, la grossa anticlinale del Libar, variamente fagliata in più punti, determina la subverticalità delle numerose ed estese bancate carbonatiche affioranti e, al contempo, lo sviluppo di ampie spianate di dissoluzione e *karrenfield*. La composizione litologica, d'altra parte, ha un ruolo essenziale nel favorire la formazione di alcune tipologie di karren. I calcari nodulari della Formazione Torcal (il cui nome si rifà al sostantivo *torca* e denota, nella terminologia spagnola, una generica depressione circolare con bordi molto netti, oltre che un peculiare tipo di *karrenfield*), mostrano infatti un grado di carsificabilità significativamente più elevato rispetto ad ogni altra litologia affiorante nella zona. Il grado di fratturazione importante che caratterizza quest'area condiziona poi notevolmente la prevalenza di morfologie legate alla struttura, e, più in generale la compresenza di queste con altre legate all'azione idrodinamica. Ne risulta, per esempio, il tipico paesaggio a pinnacoli (o *spitzkarren*, fig. 5.36), talora talmente fitto da poter essere paragonato alle *stone forests* cinesi. E, ancora, il già citato *Torcal*, la cui peculiarità è legata, per l'appunto alla dissoluzione preferenziale lungo le superfici di discontinuità litologica e di debolezza strutturale, configurando un rilievo a "pila di piatti" (fig. 5.36).

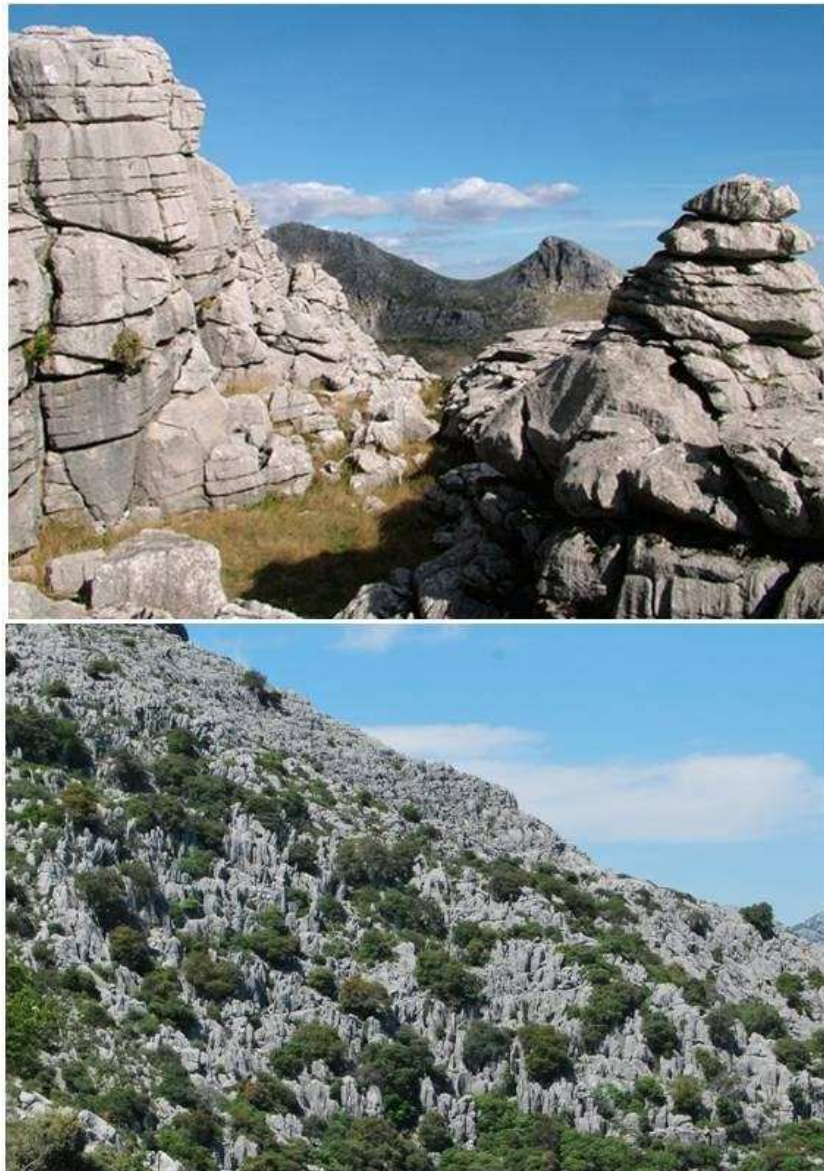


Fig. 5.36 *In alto*: il tipico paesaggio del Torcal andaluso nei pressi del monte Hacho di Montejaque. *In basso*: karrenfield di pinnacoli esteso per oltre 800 metri lungo il fianco sudorientale del Peñon de Libar, Cortes de la Frontera.

Infine, degna di menzione, è la significativa presenza di importanti ed estese superfici di criptocorrosione esposte su ripiani terrazzati lungo i bordi dei polje maggiori del Massiccio (Libar, Pozuelo, Burfo, Zurraque). Insieme ai rundkarren liberi (o ai criptokarren, in generale) tali superfici sono indicative di processi biostasici che, congiuntamente all'azione della tettonica, hanno contribuito a determinare l'evoluzione morfodinamica di tutti i polje dell'area (cfr. 5.b3). In questo senso, essi possono costituire un importante marker morfologico nel momento in cui sia necessario identificare i paleofondi dei paleopolje (fig. 5.37).

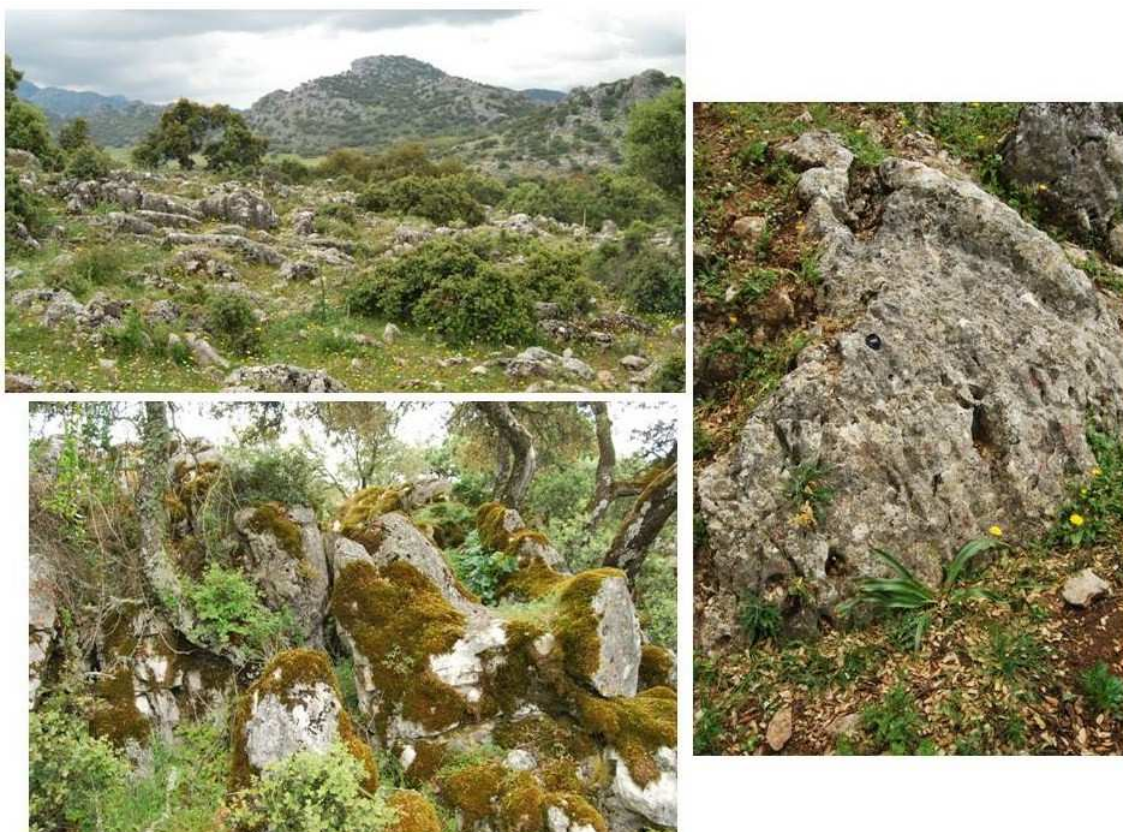


Fig. 5.37 *In alto a sinistra: superficie di criptocorrosione esposta e terrazzata sul bordo orientale del polje di Burfo. In basso a sinistra: rundkarren esposti su una superficie di corrosione terrazzata nel polje di Burfo. A destra: Karren alveolare sul bordo del fianco meridionale del polje di Burfo.*

5.b2 Doline

Quella delle doline è senza ombra di dubbio la morfologia carsica meglio rappresentata, quanto a varietà ed abbondanza, nel quadro complessivo dell'area di studio. Tenendo conto dell'approccio classificativo morfogenetico di Sauro (2000) indicato al paragrafo 3.2d e di quanto suggerito da Ford e Williams (2007) relativamente all'indagine morfometrica, è stata condotta un'intensiva analisi spaziale della distribuzione delle doline del Massiccio del Libar. A questo scopo, si è fatto ricorso all'uso integrato di stereocoppie georeferenziate (in scala 1:20.000 ma con possibilità di ingrandimento significativo fino ad 1:5.000) per l'editazione in ambiente GIS dei vari elementi identificati e classificati attraverso la ricognizione fotogeologica. Si è creato, pertanto, un database relazionale relativo a tali forme con indicazioni tanto qualitative (ovvero legate all'interpretazione morfogenetica) che quantitative (ossia tutti i parametri morfometrici estrapolabili attraverso strumenti di analisi spaziale). In altri termini, in questo database ogni elemento editato rappresenta una dolina fotointerpretata e della quale si è cercato di stabilirne il meccanismo

genetico. Data la possibilità offerta dai GIS di utilizzare e sovrapporre più livelli informativi, tale indagine è risultata particolarmente agevole e relativamente speditiva.

Come già discusso nel paragrafo 4.e, la sola ricognizione fotogeologica non fornisce indicazioni morfometriche significative, ragion per cui risulta indispensabile l'integrazione del metodo appena descritto con il rilievo basato sul DEM, gli output dell'analisi spaziale 3D dei GIS (raster delle pendenze, shaded relief, modellizzazione del reticolo idrografico, ecc.) e, con buona approssimazione, all'opportuna elaborazione delle immagini satellitari.

In questo modo sono state riconosciute 767 doline (376 nel Massiccio del Libar e 391 in quello di Grazalema) appartenenti alle categorie di Sauro (2003): a) "normali" o di corrosione accelerata; b) di crollo; c) di subsidenza; d) nelle coperture. Tenendo poi conto delle condizioni al contorno di ciascuna dolina (topografia, litologia del substrato, copertura, eventuale cattura di elementi del reticolo idrografico) si è tentato di stabilirne anche il modello evolutivo, distinguendo, per il caso a) tra: 1. doline di depressione idrogeologica (*drawdown doline*) e 2. doline di ricarica puntuale (*point recharge doline*).

Al fine di testare la significatività del metodo, si è proceduto ad una verifica sul campo di un campione rappresentativo di alcune delle doline precedentemente fotointerpretate. Successivamente, attraverso gli strumenti di interpolazione offerti dai GIS, è stato possibile associare le doline al DEM precedentemente creato così da ottenere speditamente i valori di tutti i parametri spaziali utili all'analisi morfometrica. In questo senso, si è dovuto tenere conto di alcuni aspetti relativi alla misura "reale" di tali parametri, dato che gli strumenti analitici si riferiscono alle superfici proiettate e non (come dovrebbe in realtà essere) alla rappresentazione delle tre coordinate spaziali x,y e z di ogni singolo pixel del DEM. Si pensi, a titolo esemplificativo, al valore del perimetro di una dolina rappresentata su di un livello in GIS. Trattandosi di una proiezione bidimensionale essa verrà sottostimata in misura più o meno significativa (nel caso presente pari mediamente a 2,1 metri nel caso della zona di Grazalema e a 3,97 metri nel caso del Libar) rispetto al valore del perimetro tridimensionale della stessa. Per una maggiore trattazione del problema si veda Bondesan *et al.* (1992) e Zboray *et al.* (2005). Tuttavia, grazie al ricorso ad alcuni algoritmi di calcolo utili a risolvere queste incongruenze ed a determinare valori riferiti allo spazio tridimensionale, è stato possibile ottenere tutta una serie di parametri utili a definire alcune proprietà delle doline dei massicci di Grazalema e del Libar.

In quest'ottica, sulla scorta di quanto proposto da Bondesan *et al.* (1992), per ciascun elemento rilevato sono stati determinati:

- Z_MIN, ovvero l'altezza minima dell'intera superficie di ciascuna dolina riferita al DEM.
- Z_MAX, l'altezza massima dell'intera superficie di ciascuna dolina riferita al DEM.
- Z_MEAN, l'altezza media dell'intera superficie di ciascuna dolina riferita al DEM; questo dato fornisce una media delle altezze delle doline dell'intera area dei Massicci.
- X_MIN, il valore minimo (calcolato in metri) in termini di longitudine tra tutti i vertici del singolo poligono.
- X_MAX, il valore massimo (calcolato in metri) in termini di longitudine tra tutti i vertici del singolo poligono.
- Y_MIN, il valore minimo (calcolato in metri) in termini di latitudine tra tutti i vertici del singolo poligono.
- Y_MAX, il valore massimo (calcolato in metri) in termini di latitudine tra tutti i vertici del singolo poligono.
- SURFACE, il valore dell'area proiettata (in metri quadrati) di ogni singolo poligono.
- REAL SURFACE, ovvero il valore reale dell'area occupata tridimensionalmente da ogni singola dolina. Come suggeriscono Zboray *et al.* (2005), essa è approssimabile al rapporto tra SURFACE e il coseno della pendenza media della dolina stessa (ovvero SLOPE_MEAN,

fig. 5.38). Una stima ancora più precisa si otterrebbe calcolando il valore di REAL_SURFACE per ogni cella elementare della dolina (di risoluzione pari a quella del raster di SLOPE che fornisce il valore di pendenza della stessa) e facendone la sommatoria. Data la risoluzione spaziale del DTM in questione (10 metri) si è ritenuto opportuno considerare rappresentativo il valore medio della pendenza all'interno della dolina nella stima di questo parametro.

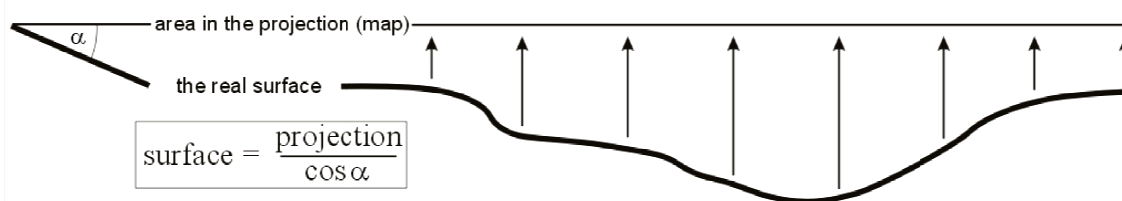


Fig. 5.38 Modalità di approssimazione alla superficie reale di una dolina (da Zboray *et al.*, 2005).

- PERIMETER, il perimetro bidimensionale di ogni singolo poligono.
- 3D_LENGTH, il perimetro tridimensionale di ogni dolina.
- THICKRATIO, ovvero il parametro che definisce il grado di spessore di ogni singolo elemento. Tale rapporto diventa uguale a 1 quanto più la forma del poligono si avvicina a quella circolare.
- SLOPE_MIN, il valore minimo della pendenza all'interno dell'area della dolina.
- SLOPE_MAX, il valore massimo della pendenza all'interno dell'area della dolina.
- SLOPE_MEAN, il valore medio della pendenza all'interno dell'area della dolina.
- SHORT_AXIS, approssimando il contorno di ogni singolo elemento alla forma rettangolare, esso ne definisce il lato minore, il quale, con buona approssimazione, è avvicinabile al valore del diametro minore della dolina.
- LONG_AXIS, approssimando il contorno di ogni singolo elemento alla forma rettangolare, esso ne definisce il lato maggiore, ovvero, con buona approssimazione, esso è avvicinabile al valore del diametro maggiore della dolina.
- AZIMUTH, definisce il valore in gradi dell'angolo geografico (N 0-360 E) della direzione media di ogni singola dolina.
- Dx_MAX, la differenza tra i valori di X_MAX e X_MIN, la quale, caso per caso, può essere confrontata con SHORT_AXIS o LONG_AXIS per poter stimare la differenza tra il diametro massimo (o minimo) ideale e quello dell'ipotetica ellisse che approssima la forma di ogni dolina..
- Dy_MAX, la differenza tra i valori di Y_MAX e Y_MIN, la quale, caso per caso, può coincidere con SHORT_AXIS o LONG_AXIS. Tale differenza è utile per poter stimare la differenza tra il diametro minimo (o massimo) ideale e quello dell'ipotetica ellisse che approssima la forma di ogni dolina.
- D_PERIM, la differenza tra i valori di 3D_LENGTH e di PERIMETER per ogni singola dolina. Essa fornisce un'indicazione importante sul margine d'errore nella stima del perimetro con la sola rappresentazione bidimensionale rispetto a quella tridimensionale.
- D_SURFACE, ovvero la differenza tra i valori di REAL_SURFACE e quelli di SURFACE. E' una stima dell'errore conseguente alla rappresentazione bidimensionale delle doline.
- DEPTH, la profondità massima stimata come differenza tra Z_MAX e Z_MIN. Evidentemente essa è solo una buona approssimazione del valore "reale" della profondità, giacché, data la frequente irregolarità del contorno di molte doline, risulta estremamente difficile delimitarlo Zboray *et al.* (2005).

- D/H, è il rapporto tra il diametro medio di ogni singola dolina e la profondità stimata della stessa. Secondo Bondesan *et al.* (1992) esso fornisce una buona indicazione della forma (fig. 5.39).

D/H ratio	similar objects	geometrical forms
$D:H > 5$	<i>plate</i>	<i>trunk of cone</i>
$5 > D:H > 2$	<i>bowl</i>	<i>hemisphere</i>
$2 > D:H > 1,5$	<i>funnel</i>	<i>cone</i>
$1,5 > D:H$	<i>pit</i>	<i>cylinder</i>

Fig. 5.39 Tabella indicativa del rapporto di forma D/H. Tratta da Bondesan *et al.* (1992).

L'analisi statistica dei dati ottenuti per i due casi specifici (Massiccio di Grazalema e del Libar) fornisce una serie di indicazioni utili a comprendere meglio l'evoluzione morfogenetica di queste forme carsiche.

A) Massiccio del Libar

Nella tabella 5.2 sono riportati i valori medi rappresentativi di ciascun parametro morfometrico per la popolazione di doline rilevata nel Massiccio del Libar.

Parametro morfometrico	Valore medio
Z_MIN	918,27 m
Z_MAX	931,89 m
Z_MEAN	925,55 m
X_MIN	294718,92 m
X_MAX	294907,07 m
Y_MIN	4063672,26 m
Y_MAX	4063815,59 m
SURFACE	15055,12 m ²
REAL_SURFACE	15273,32 m ²
PERIMETER	531,54 m
3D_LENGTH	533,64 m
THICKRATIO	0,67
SLOPE_MIN	2,67°
SLOPE_MAX	17,87°
SLOPE_MEAN	9,63°
SHORT_AXIS	73,21 m
LONG_AXIS	178,78 m
AZIMUTH	50,17°
Dx_MAX	188,14 m
Dy_MAX	143,33 m
D_PERIM	2,1 m
D_SURFACE	218,19 m ²
DEPTH	13,61 m
D/H	23,49

Tab. 5.2 Tabella rappresentativa dei valori medi dei parametri utilizzati nell'analisi morfometrica.

Dai dati ottenuti si ottengono ulteriori valori numerici (tab. 5.3) che ci forniscono una chiara indicazione della distribuzione spaziale delle doline:

<i>Parametro morfometrico</i>	<i>Valore</i>
Area Massiccio del Libar	122,37 km ²
REAL_SURFACE totale doline	5,07 km ²
Numero totale doline	376
Densità di doline	3,07
Numero doline di crollo	12
Numero doline di corrosione accelerata	355
Numero doline di subsidenza	2
Numero doline nelle coperture	7
Numero doline di depressione idrogeologica	291
Numero doline di ricarica puntuale	64

Tab. 5.3 Tabella rappresentativa di valori morfometrici significativi relativi alle doline del Massiccio del Libar.

I valori elaborati consentono di trarre alcune considerazioni:

- Dell'intera superficie del Massiccio del Libar solo il 4,14% è rappresentato da doline.
- La densità di doline (numero di doline/superficie totale) è pari a 3,07 doline/km², ma tale valore è significativo solo in relazione alla scala di rilievo, poiché, evidentemente, vengono escluse dal conteggio tutte le depressioni con diametro minore inferiore ai 10 metri (ovvero la risoluzione spaziale del DEM utilizzato nell'analisi).
- Vi è un'assoluta preponderanza di doline *normali* (in numero pari a 355) con una ripartizione significativa tra quelle di depressione idrogeologica (291) e quelle di ricarica puntuale (64). Anche in questo caso, tuttavia, la ricognizione fotogeologica non consente di escludere l'esistenza di doline solo apparentemente catalogabili nelle tipologie appena descritte ma che, in realtà, possono appartenere agli altri gruppi descritti nel paragrafo 3.d2. Evidentemente solo l'indagine sul campo può consentire una completa attribuzione a ciascuna delle suddette tipologie.
- Il *range* di altezze delle doline (Z_MAX, ovvero il valore più elevato del loro bordo) va dal minimo di 660 metri s.l.m. al massimo di 1390 metri s.l.m..
- Il diagramma a rosa (fig. 5.40) ottenuto proiettando i valori di AZIMUTH calcolati in precedenza fornisce un'immagine visiva delle direzioni preferenziali di sviluppo delle doline. Per quanto sia evidente una certa dispersione, è possibile discriminare almeno 2 famiglie di direttrici più frequenti: **N 110-120 E** (ovvero ONO-ESE) e **N 140-150 E** (ovvero NNO-SSE). I valori di tali direttrici sono adeguatamente sovrapponibili al *range* compressivo (N 115-170 E) ottenuto per il tensore degli sforzi principali del Massiccio del Libar (fig. 5.19). Si potrebbe cioè sostenere che la maggior parte delle doline della suddetta zona tende a svilupparsi in corrispondenza di linee di frattura o faglie sottoposte a tale regime.
- Osservando l'istogramma della distribuzione di frequenza delle altezze medie delle doline (ovvero del parametro Z_MEAN) per *range* altitudinali di circa 50 metri di quota topografica (fig. 5.40), è possibile rilevare una distribuzione sostanzialmente bimodale, con due massimi centrati tra i **910** ed i **1100 metri s.l.m.** (massimo assoluto) e tra i **1160** ed i **1210 metri s.l.m.** (massimo relativo). In particolare, il primo *range* corrisponde ampiamente alla medesima fascia altitudinale delle grandi depressioni carsiche del Massiccio (polje) ed alle paleosuperfici di corrosione associate alla loro evoluzione recente. Si può cioè ritenere che la gran parte di tali doline abbia potuto avere una

morfogenesi in qualche modo correlata (tanto temporalmente, quanto causalmente) con quella dei polje vicini.

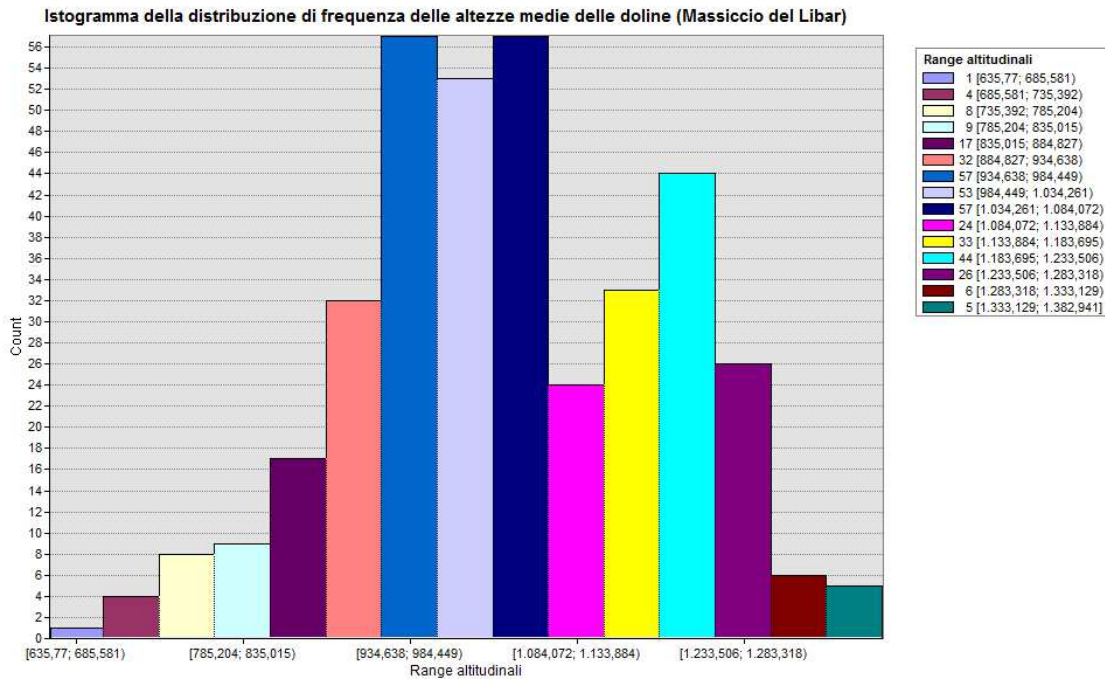
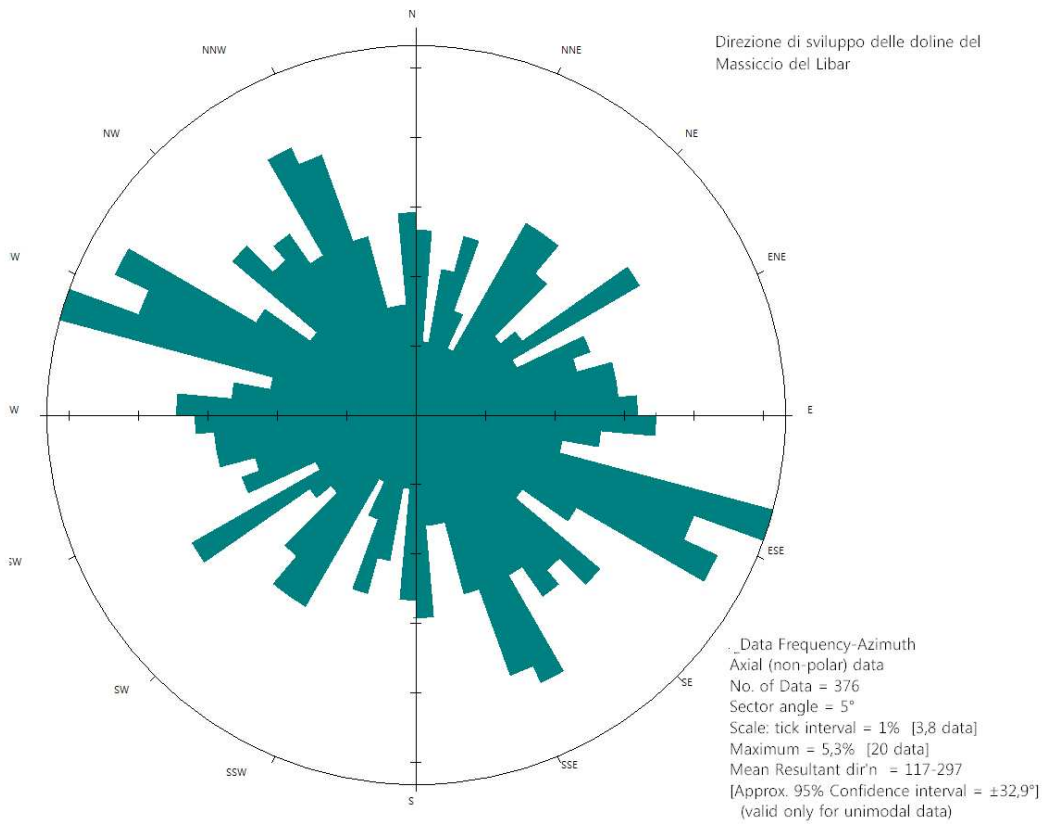


Fig. 5.40 *In alto*: diagramma a rosa delle direzioni prevalenti di sviluppo delle doline dell'area del Libar. *In basso*: distribuzione di frequenza delle altezze medie delle doline per range altitudinali di circa 50 metri di quota topografica nell'area del Libar.

B) Massiccio di Grazalema

Analogamente a quanto visto per il caso A), nella tabella 5.4 vengono presentati i valori medi rappresentativi di ciascun parametro morfometrico ottenuto per la popolazione di doline del Massiccio di Grazalema.

Parametro morfometrico	Valore medio
Z_MIN	1112,76 m
Z_MAX	1127,54 m
Z_MEAN	1119,89 m
X_MIN	286460,97 m
X_MAX	286548,89 m
Y_MIN	4066054,24 m
Y_MAX	4066140,58 m
SURFACE	6476,36 m ²
REAL_SURFACE	6720,31 m ²
PERIMETER	278,41 m
3D_LENGTH	282,39 m
THICKRATIO	0.8
SLOPE_MIN	4,33°
SLOPE_MAX	23,91°
SLOPE_MEAN	13,68°
SHORT_AXIS	62,48 m
LONG_AXIS	104,50 m
AZIMUTH	89,25°
Dx_MAX	87,92 m
Dy_MAX	86,34 m
D_PERIM	3,97 m
D_SURFACE	243,95 m ²
DEPTH	14,78 m
D/H	7,96

Tab. 5.4 Tabella rappresentativa dei valori medi dei parametri utilizzati nell'analisi morfometrica.

Anche in questo caso, i dati ottenuti consentono un'ulteriore elaborazione dei valori parametrici (tab. 5.5) chiaramente indicativi della distribuzione spaziale delle doline:

Parametro morfometrico	Valore
Area Massiccio di Grazalema	73,35 km ²
REAL_SURFACE totale doline	2.63 km ²
Numero totale doline	391
Densità di doline	5,33
Numero doline di crollo	183
Numero doline di corrosione accelerata	204
Numero doline di subsidenza	3
Numero doline doline di intercettazione	1
Numero doline di depressione idrogeologica	184
Numero doline di ricarica puntuale	19

Tab. 5.5 Tabella rappresentativa di valori morfometrici significativi relativi alle doline del Massiccio di Grazalema.

Una semplice analisi dei valori delle tabelle 5.4 e 5.5 ci consente di ricavare alcune osservazioni:

- L'area complessiva occupata dalle doline nel Massiccio di Grazalesma è pari al 3,58%, ovvero una percentuale inferiore a quanto rilevato nel Massiccio del Libar.
- Di contro, la densità di doline (numero di doline/superficie totale) è pari a 5,33 doline/km², valore maggiore di quello ottenuto nel caso A). In altri termini, pur occupando una superficie percentualmente inferiore, le doline della zona di Grazalesma sono spazialmente più "frequenti" (oltre che numericamente più numerose) delle analoghe forme del Massiccio del Libar.
- Il rilievo fotogeologico ha permesso il riconoscimento di un numero di doline normali pari a 204, ripartite in: 19 di ricarica puntuale, 1 di intercettazione di strutture idrogeologiche e ben 184 di depressione idrogeologica. A queste si affiancano 3 doline di subsidenza e un numero estremamente elevato di doline di crollo (183). Questa grande quantità di collassi è essenzialmente legata a popolazioni di doline distribuite abbastanza diffusamente nella zona della Sierra dell'Endrinal, il cui assetto morfostrutturale a bancate carbonatiche (già descritto in precedenza) ha favorito l'evolversi di forme in pozzo, talora di significativa profondità.
- Il diagramma a rosa delle direzioni prevalenti di sviluppo delle doline dell'area di Grazalesma (fig. 5.41) evidenzia due direttrici significative: una orientata secondo un arco intorno a N-S ed una seconda intorno al valore N 110 E (ovvero ONO-ESE). Anche in questo caso, tali direzioni sembrano compatibili con gli effetti distensivi del regime di sforzo associato alle faglie trascorrenti dell'area (fig. 5.21).
- Per quanto concerne la distribuzione di frequenza delle altezze medie delle doline (quale si evince in fig. 5.41), differentemente dal caso A), l'andamento è complessivamente plurimodale, con la maggior parte delle depressioni distribuite in raggruppamenti posti a quote superiori ai 760 metri e, significativamente, con il gruppo più numeroso incluso in una fascia altitudinale compresa tra i 1110 ed i 1310 m s.l.m.. Il semplice confronto tra gli istogrammi di distribuzione del caso A) e del caso B) consente di osservare come i maggiori raggruppamenti di doline della zona di Grazalesma sono posti mediamente a quote più elevate di 100-200 metri rispetto ai *range* di altezze dei gruppi più numerosi distinti nel caso A). Ciò è indubbiamente legato tanto al già citato assetto morfostrutturale, quanto alla maggior influenza morfoclimatica esercitata dagli episodi freddi pleistocenici già riconosciuti da Delannoy (1998). L'autore francese, infatti, stabilisce il limite inferiore della modellazione nivocarsica proprio intorno ai 1200 metri, ovvero la quota in cui si concentra, come appena determinato, la maggior quantità di doline dell'area di Grazalesma. Il contesto freddo ed umido pleistocenico ha favorito, indubbiamente, la carsificazione superficiale, anche in relazione all'instaurarsi di un potenziale idraulico decisamente maggiore (prodotto della fusione nivale e della minor evapotraspirazione). L'analisi spaziale ha permesso di determinare come circa il 30% delle doline del Massiccio sia compreso entro tale fascia altitudinale e come la metà di queste sia legata a fenomeni di collasso.

Oltre a questi parametri, secondo Ford e Williams (2007) nello studio morfometrico delle doline è utile includere anche un'analisi della distribuzione spaziale delle stesse. Infatti, è significativo stabilire se il *pattern* delle doline è meglio descrivibile come casuale (*random*), raggruppato (*clustered*) o regolare (*regular*). Per giungere a tale attribuzione Williams (1972) ha utilizzato la statistica del vicino più prossimo (Nearest Neighbour Index, NNI) di Clark e Evans (1954) per cercare di appurare la prossimità del modello di distribuzione delle doline alla cosiddetta CSR (Complete Spatial Randomness, ovvero Casualità Spaziale Completa). Questa è una misura indicativa del grado di dispersione delle doline nello spazio bidimensionale e, nel caso di esiti

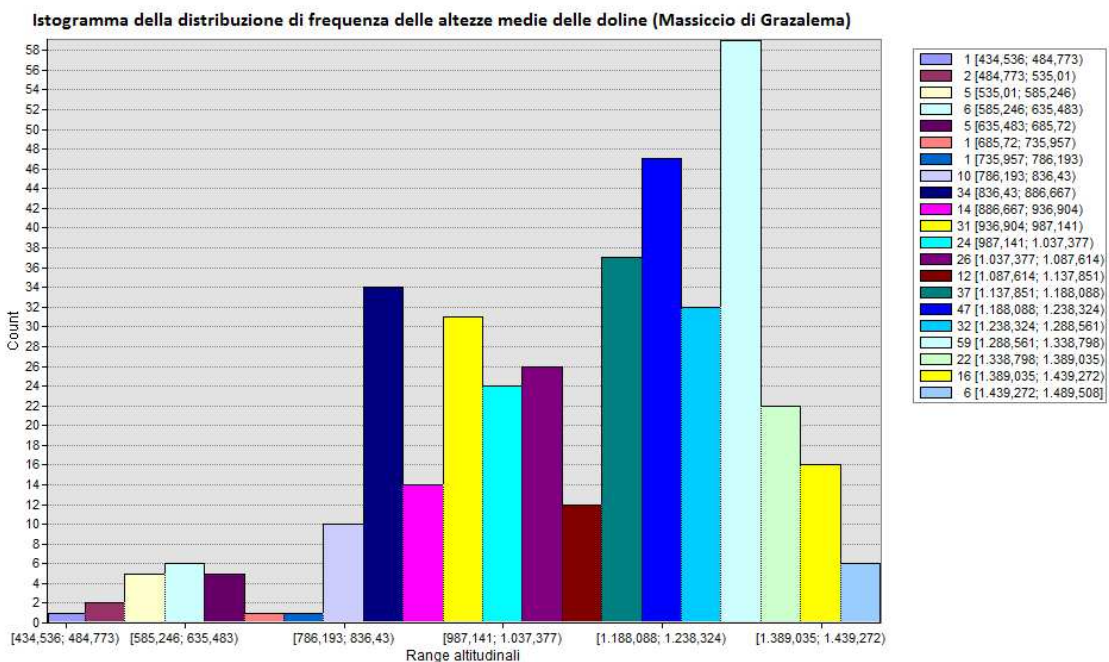
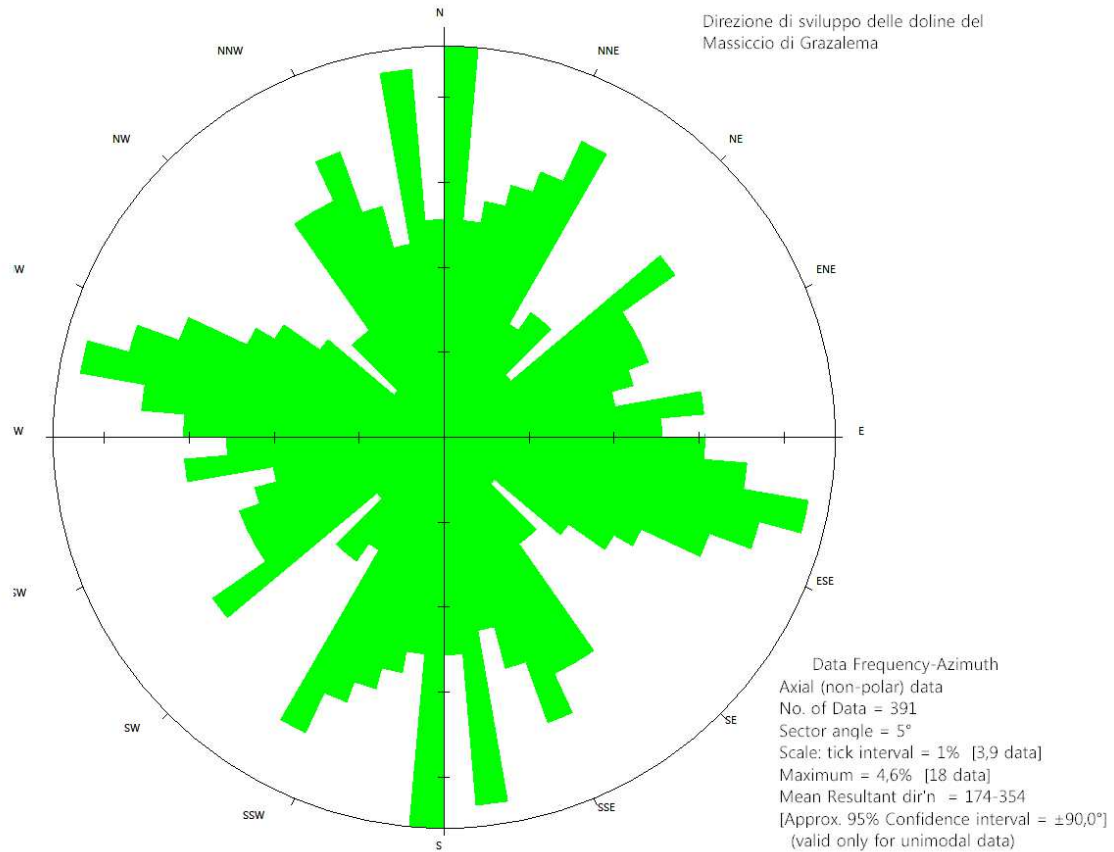


Fig. 5.41 *In alto*: diagramma a rosa delle direzioni prevalenti di sviluppo delle doline dell'area di Grazelema. *In basso*: distribuzione di frequenza delle altezze medie delle doline per range altitudinali di circa 50 metri di quota topografica nell'area di Grazelema.

molto difforni dal pattern CSR, essa denota che il carsismo di tali depressioni si è sviluppato attraverso processi di erosione superficiale, piuttosto che per collassi casuali. Il NNI confronta la distanza media reale (L_a) tra i punti di una generica distribuzione spaziale, con la media delle distanze attese tra questi punti (L_c) se questi fossero casualmente disposti:

$$L_e = \frac{1}{2} D^{-1}$$

dove D è la densità delle doline per unità di superficie. L'indice del vicino più prossimo (NNI) $R = L_a / L_e$ varia da 0 per una dispersione con massimo grado di aggregazione o *clustering*, passando per 1 nel caso *random* ed arrivare al massimo di 2,149 per un pattern *regolare* che è uniformemente e ampiamente spaziato (Ford e Williams, 2007). Nel caso A) (fig. 5.42), il valore ottenuto per tale indice è pari a $R = 0,55$, ovvero una distribuzione spaziale con relativo grado di aggregazione e con meno dello 0,1 % di possibilità che tale pattern sia il risultato di una casualità. Nel caso B) (fig. 5.42), l'indice R è uguale a 0,76, definendo una distribuzione spaziale con un grado di aggregazione relativamente maggiore e con meno dello 0,1 % di possibilità che tale pattern sia il risultato di una casualità.

Questo dato è estremamente significativo, poiché fornisce un'indicazione relativa all'evoluzione delle doline dell'area dei due massicci. La difformità di R dal caso CSR (quando CSR=1, Vincent, 1987), suggerisce, infatti, che la formazione e lo sviluppo delle doline tanto del Massiccio del Libar quanto di quello di Grazaema è legata a fenomeni carsici di erosione superficiale più che a collassi casuali. Nel caso del Massiccio di Grazaema, il valore di R leggermente più alto (e, dunque, più vicino alla condizione CSR) è indubbiamente legato alla presenza di un numero significativo di doline di collasso la cui distribuzione, tuttavia, non è casuale, ma raggruppata in piccoli *cluster* (soprattutto nella zona della Sierra dell'Endrinal).



Fig. 5.42 Rappresentazione schematica del pattern di distribuzione spaziale delle doline oggetto di studio e valore del relativo NNI per i casi A (in alto) e B (in basso).

In definitiva, l'analisi morfometrica complessiva delle due aree ha permesso di dedurre come le popolazioni di doline in esse comprese si siano formate ed evolute per processi di erosione superficiale (probabilmente in più fasi successive, data la distribuzione altitudinale caratteristica di alcuni gruppi di tali forme, specie nel caso A). Inoltre, come si è potuto osservare dall'interpretazione delle direttrici strutturali di sviluppo, dalla frequenza di distribuzione

topografica e dai valori di NNI, tali processi erosivi superficiali paiono essenzialmente relazionabili all'evolversi del regime di sforzo tettonico nell'area oltre che (più tipicamente nel caso specifico del Massiccio di Grazalema) all'evoluzione morfoclimatica quaternaria. Infine, in fig. 5.43 sono riportate le mappe delle doline rilevate nel caso A e nel caso B.

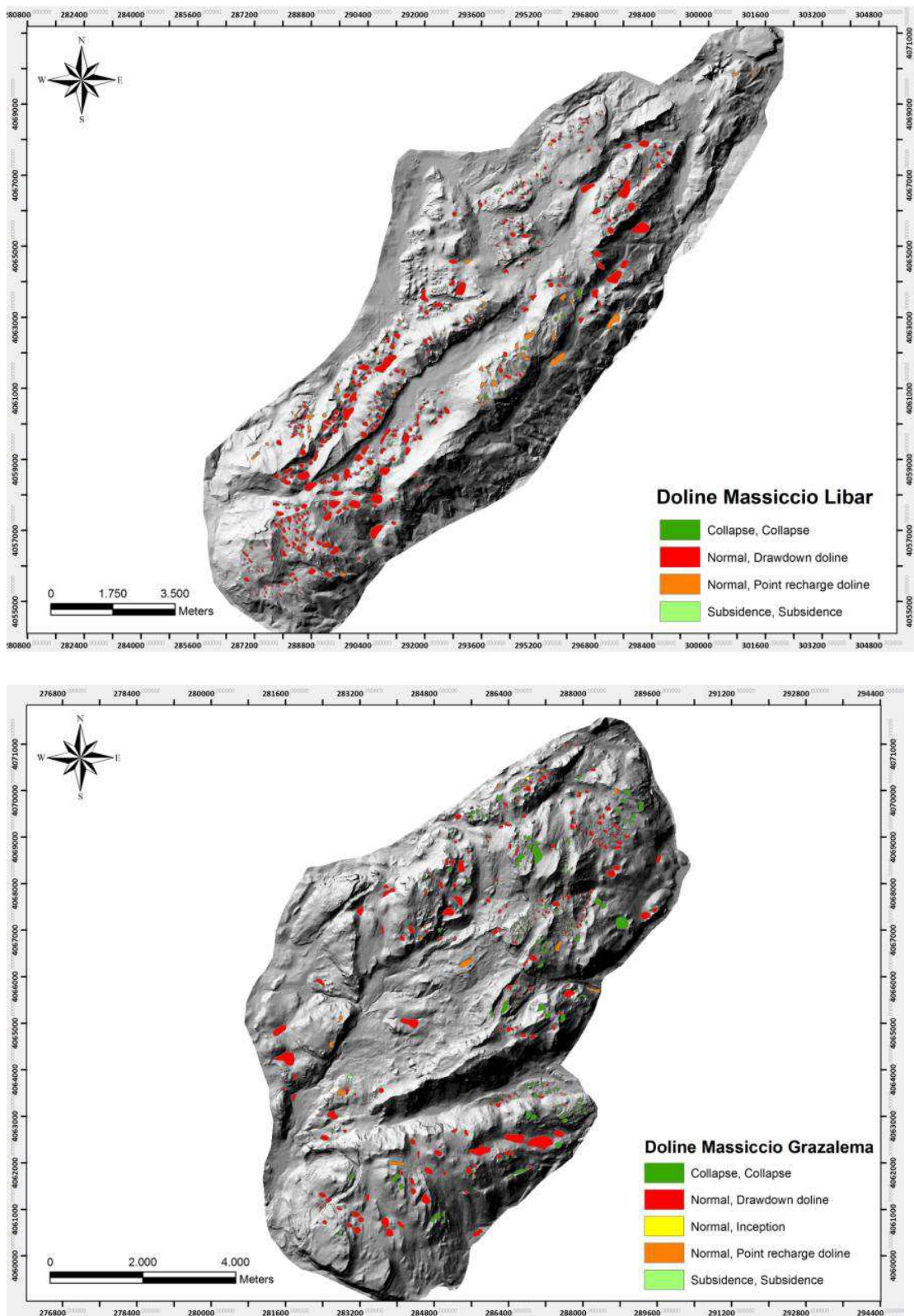


Fig. 5.43 Rappresentazione su *shaded relief* delle doline rilevate nelle aree del Massiccio del Libar (in alto) ed in quello di Grazalema (in basso).

5.b3 Polje

La macroforma esocarsica più emblematica dell'area di studio è indubbiamente rappresentata dai polje. Nella Serrania de Grazalema sono stati riconosciuti e descritti 18 polje, dei quali 7 possono essere localizzati nel contesto del Massiccio di Grazalema e ben 11 in quello del Massiccio del Libar. In particolare (fig. 5.44):

A) Massiccio di Grazalema:

1. **polje dell'Endrinal** (o *Llanos del Endrinal*);
2. **polje de Los Navazuelos**;
3. **polje del Navazo Alto**;
4. **polje del Navazo Hondo**;
5. **polje del Navazo Chico**;
6. **polje di Villaluenga** (o *Manga de Villaluenga*);
7. **polje di Campobuche**.

B) Massiccio del Libar:

1. **polje del Republicano** (o *Llanos del Republicano*);
2. **polje del Libar** (o *Llanos de Libar*);
3. **polje di Burfo**;
4. **polje di Zurraque**;
5. **polje di Pozuelo**;
6. **polje del Cabrizal**;
7. **polje di Benaolan**;
8. **polje de la Pileta** (o *polje Harilla*);
9. **polje Valdio**;
10. **polje del Algarrobo**;
11. **polje di Mures**.

Va anzitutto precisato che esiste una letteratura sufficientemente esaustiva circa gli aspetti morfometrici e morfogenetici dei polje della Sierra de Libar (Lhenaff, 1977a, 1977b e 1986; Delannoy e Díaz del Olmo, 1986; Delannoy, 1987, 1989 e 1998; Durán e Soria, 1989; Durán, 1996; Gracia *et al.*, 2000; Durán *et al.*, 2005; Gracia e Benavente, 2006). Non altrettanto può dirsi delle corrispondenti macroforme presenti nell'area del Massiccio di Grazalema, eccezion fatta per il polje di Villaluenga (Díaz del Olmo, 1989), d'altra parte di grande importanza dal punto di vista speleologico. In ragione di ciò è stato preliminarmente necessario riconoscere, identificare e classificare tutte le depressioni chiuse di origine carsica con le caratteristiche proprie dei polje e rispondenti ai requisiti tipici di tali forme già descritti nel paragrafo 3.d2. Nel presente lavoro si è adottato lo schema classificativo semplificato di Ford e Williams (2007), non trascurando, all'occorrenza, di evidenziare l'eventuale appartenenza delle morfologie identificate alle classi di Gams (1978) o Bonacci (2004). I criteri di discriminazione e di attribuzione possono essere così elencati:

1. fondo piano su roccia (eventualmente terrazzato) o su sedimenti non consolidati (tipo alluvium);
2. bacino idrografico chiuso con fianchi ripidi e brusco contatto con il fondo dello stesso;
3. drenaggio carsico.
4. presenza di ponor (inghiottitoi o perdite) sul margine perimetrale del fondo e/o di una sorgente/ponor solitamente in posizione centrale sul fondo stesso;

5. eventuale allineamento con direttrici strutturali locali o regionali, assi di pieghe, o possibile corrispondenza con depressioni tettoniche (graben, depressioni fagliate ad alto angolo, bacini di pull-apart, ecc.).

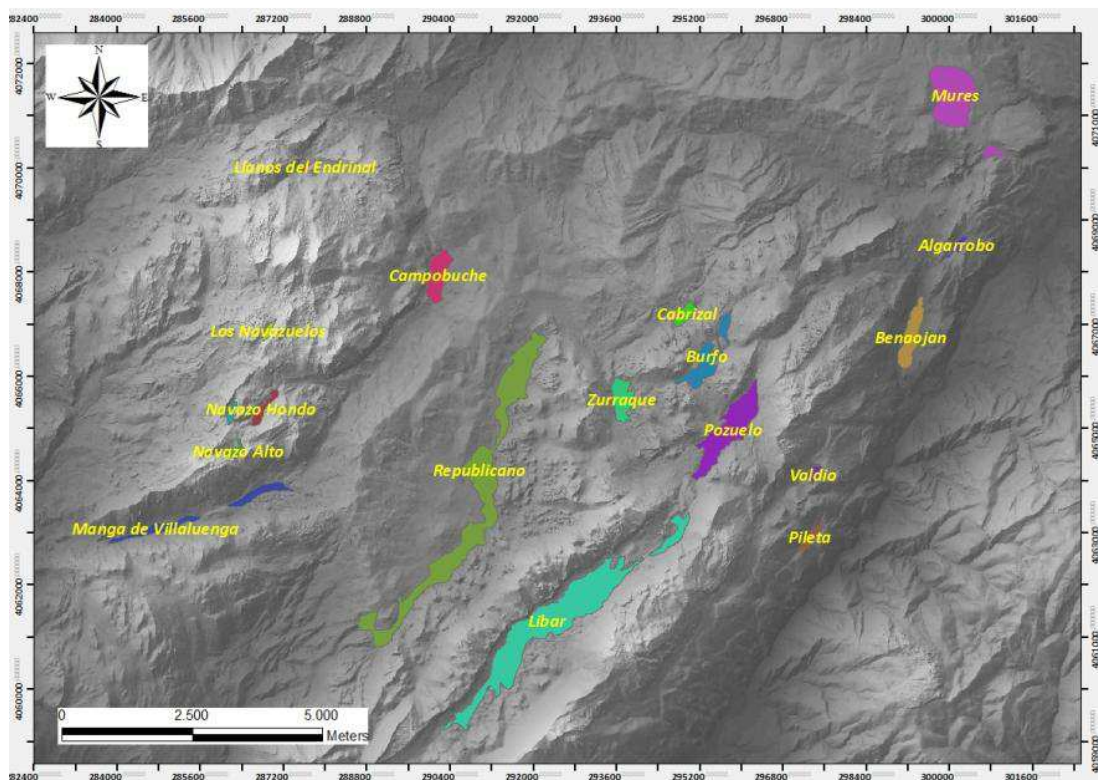


Fig. 5.44 Rappresentazione su DTM dei polje dei massicci di Grazalema e del Libar.

Tali criteri diagnostici sono stati agevolmente applicati nell'analisi fotogeologica dell'intera area di studio. Tuttavia, al fine di ottenere ulteriori e definitivi elementi di attribuzione delle depressioni rilevate alla categoria escarsica in questione, si è ritenuto opportuno integrare l'analisi visiva con quella spaziale descritta al capitolo 4. Infatti, sovrapponendo in ambiente GIS i livelli informativi relativi a: *pendenza*, *curvatura*, *rilievo ombreggiato*, *TRI*, *copertura litologica*, *topografia* ed *idrologia superficiale*, è stato possibile riconoscere speditamente aree potenzialmente sede di piani carsici (fig. 5.45). Dal punto di vista morfometrico, diversamente da quanto sostenuto in passato da Gams (1978), non si è tenuto conto dei vincoli dimensionali utili all'identificazione dei polje, ritenendo più opportuno adottare l'approccio suggerito da Freljh (2003), Nicod (2003) e Sauro (2004), ovvero di analizzare caso per caso il meccanismo morfogenetico all'origine di ciascuna forma e la rispondenza di essa ai criteri summenzionati. In questo modo, depressioni carsiche precedentemente non classificate (o genericamente associate a forme tipo uvala o valli carsiche) sono state caratterizzate come polje *strictu sensu*.

Peraltro, non si è tralasciato di identificare e rappresentare cartograficamente gli elementi distintivi dell'evoluzione morfodinamica dei vari polje, in particolare in relazione alla loro importanza nel tentare di definire e ricostruire le fasi di sviluppo dei sistemi carsici associati. In questo senso, grande importanza è stata attribuita al riconoscimento delle paleosuperfici terrazzate di corrosione per spianamento laterale (o *lateral solution planation*) già descritte in 3.d2. Ancora una volta, attraverso gli strumenti di analisi spaziale 2D e 3D dei GIS, sono stati elaborati dati morfometrici di assoluta oggettività e con una precisione pari, almeno, a quella del DTM utilizzato (10 metri). Tali paleosuperfici, rappresentando degli elementi residuali dei fondi di spianamento dei polje in epoche passate, costituiscono un ottimo marker morfologico e la loro

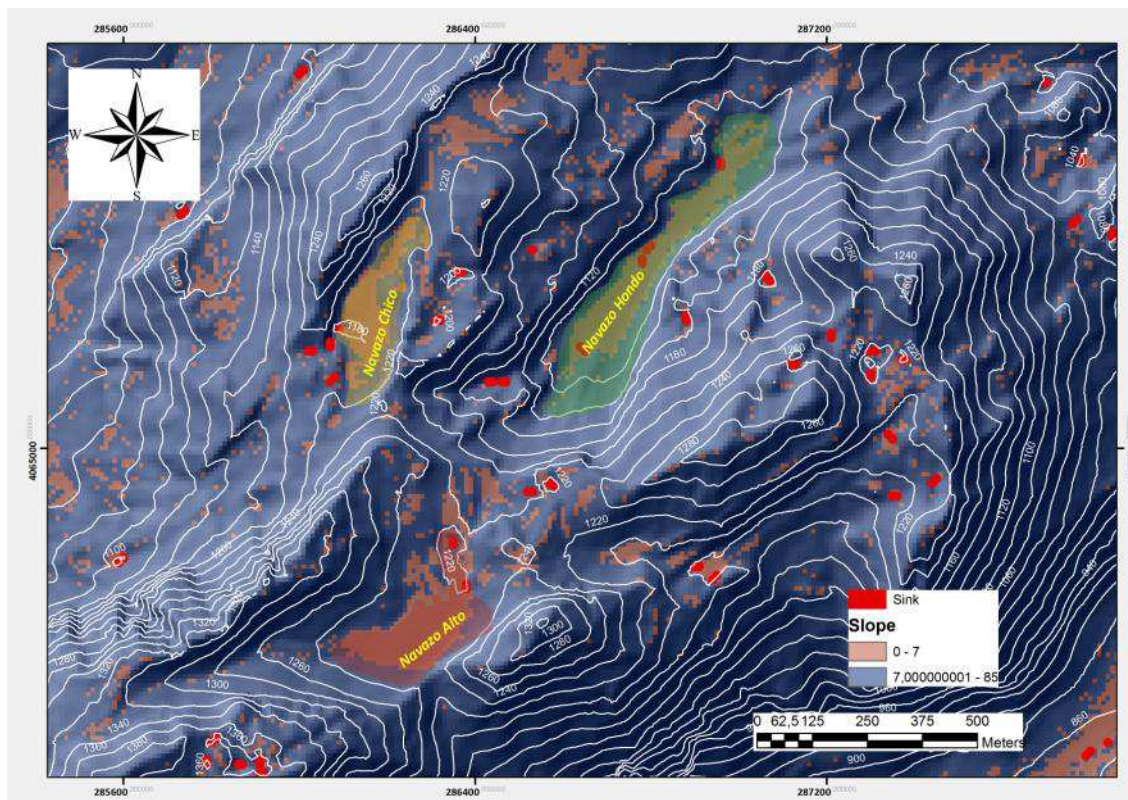


Fig. 5.45 Identificazione, interpretazione e classificazione dei polje del Navazo Alto, Hondo e Chico, attraverso la sovrapposizione di più livelli tematici indicativi dei parametri spaziali distintivi di tali macroforme carsiche (sink, range di pendenze, isoipse).

opportuna mappatura, con le dovute approssimazioni, può consentire di stabilire una cronologia relativa nell'evoluzione dei polje cui esse sono associate. Disponendo di dati speleologici (tanto cartografici quanto descrittivi) delle varie cavità presenti nei dintorni dei polje, è possibile poi stabilire eventuali relazioni funzionali. Alcune di tali cavità, infatti, hanno tutte le evidenze morfologiche (sviluppo verticale o in pozzo, accumulo di residui colluviali alloctoni, eventuale presenza di ossidi di ferro nel *colluvium*, ecc.) per poter essere considerate come elementi carsici relitti (noti anche come *paleoponor*, ovvero inghiottitoi non più funzionali) del polje di cui originariamente costituivano elemento fondamentale. Ancor più di frequente l'ingresso di questi condotti a sviluppo prevalentemente verticale è localizzato proprio in corrispondenza di paleosuperfici terrazzate, ciò rappresentando un definitivo elemento di supporto al quadro interpretativo dell'evoluzione morfodinamica di ogni singolo polje.

Nel dettaglio, la mappatura delle paleosuperfici di corrosione terrazzate è stata condotta essenzialmente attraverso l'elaborazione di una carta delle pendenze inferiori ai 5° (ovvero con significativo grado di planarità) con colorazione distinta in funzione della quota topografica (fig. 5.46). Tale semplice accorgimento consente di fornire una prima stima dei range altitudinali delle paleosuperfici planari. Successivamente, attraverso i dati topografici delle isoipse e del DTM è possibile stabilire se esiste (o meno) una corrispondenza numericamente oggettiva tra le suddette superfici. Inoltre risulta fondamentale, come già osservato, il ricorso alla documentazione speleologica per poter editare in GIS gli elementi puntuali georeferenziati e corrispondenti alle cavità carsica dell'area di indagine.

Il passo successivo consiste, evidentemente, nella mappatura di tali superfici. Ricorrendo alle stereocoppie anaglife precedentemente elaborate e georeferenziate, in ambiente GIS è possibile delimitare direttamente i poligoni corrispondenti (fig. 5.47). Questo metodo, decisamente speditivo, consente di ottenere mappe di estremo dettaglio e, al contempo, di creare *shapefile* relativi agli oggetti spaziali di interesse. Come nel caso delle doline (cfr. 5.b2), questi tematismi

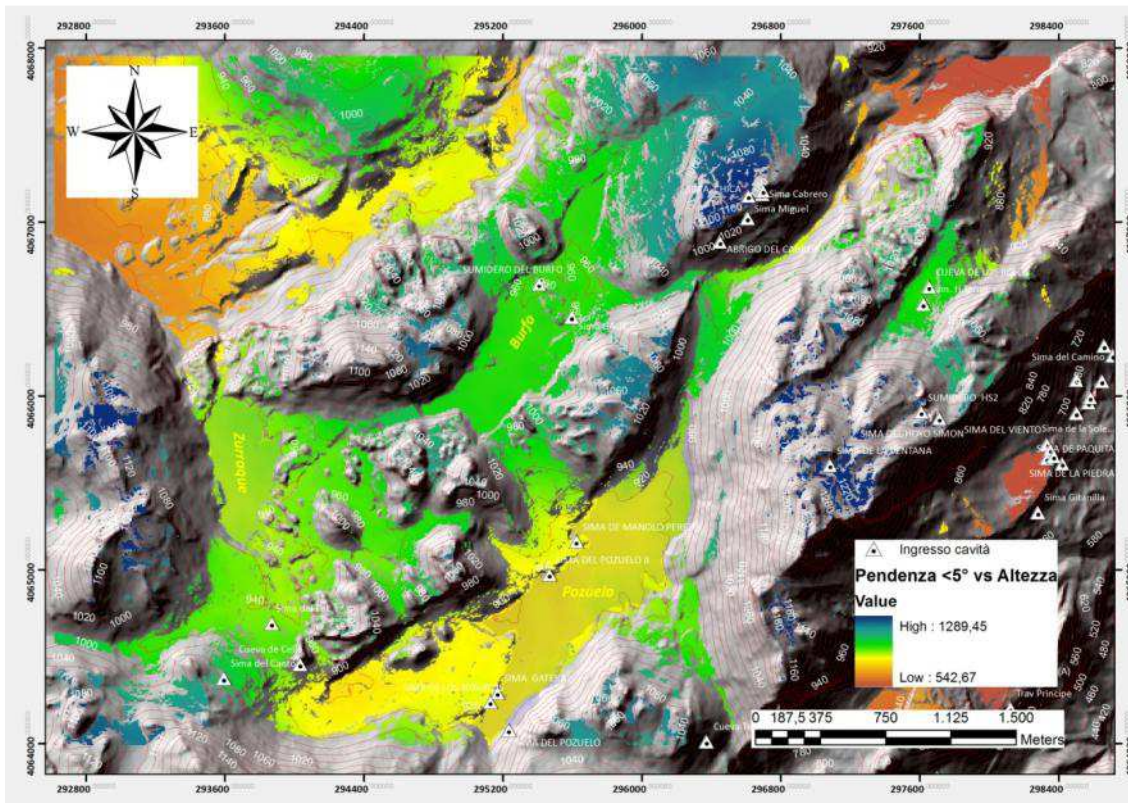


Fig. 5.46 Elaborazione grafica indicativa di superfici a pendenza inferiore ai 5° la cui posizione altimetrica è riferita alla scala di colori indicata. Sono indicati anche gli accessi alle cavità più importanti segnalate nel catasto regionale della Junta de Andalucía (Mayoral, 2004).

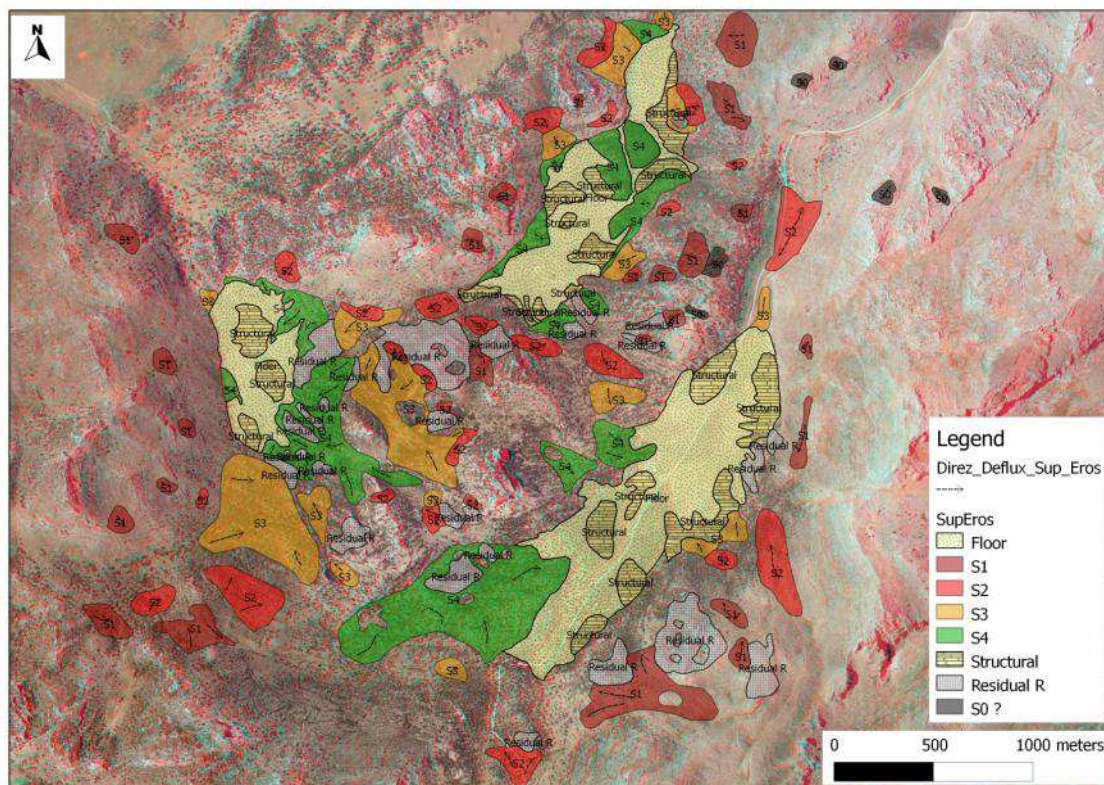


Fig. 5.47 Mappatura delle superfici di corrosione carsica dei polje di Burfo, Zurraque e Pozuelo su base fotografica anaglifa.

sono poi interpolabili direttamente sul DTM attribuendo, dunque, ad ogni singolo pixel interno ai poligoni le tre coordinate spaziali. Questa procedura permette, in via definitiva, il calcolo di tutta una serie di parametri morfometrici utili alla catalogazione di ogni singolo polje e alla compilazione di tabelle comparative tra polje (e paleosuperfici correlate) vicini. Tale metodo comparativo rappresenta indubbiamente uno strumento di valido supporto alla definizione del modello evolutivo di queste macroforme nel contesto complessivo del massiccio carsico d'appartenenza.

Analogamente a quanto già visto nel paragrafo 5.b2, anche nel caso dei polje è stato possibile ricavare una serie di dati generali indicativi della morfometria di tali forme. Tali valori sono riportati in tabella 5.6.

Parametri morfometrici generali	Valore medio
Z_MEAN_MAX	1316,89 m (Los Navazuelos)
Z_MEAN	919,46 m
Z_MEAN_MIN	531,16 m (Benaojan)
SLOPE_MEAN	13,82°
AREA_MAX	2231027,5 m ² (Republicano)
AREA_MEAN	461417,42 m ²
AREA_MIN	14445,2 m ² (Endrinal)
DIREZIONE MEDIA	50,51°
DEPTH MEAN_MAX	97,6 m (Republicano)
DEPTH MEAN	44,5 m
DEPTH MEAN_MIN	11,9 (Endrinal)

Tab. 5.6 Tabella rappresentativa di valori morfometrici più significativi relativi ai polje della zona di studio.

Alcune considerazioni sono possibili dalla lettura dei dati:

- La quota media massima del fondo dei polje si rileva in corrispondenza del polje de los Navazuelos, nella Sierra dell'Endrinal; quella più bassa è relativa al fondo del polje di Benaojan.
- A fronte di un'estensione media di poco superiore ai 460.000 m², la superficie maggiore la occupa il fondo del polje del Republicano (con un notevole sviluppo in senso longitudinale, in virtù delle sue caratteristiche morfostrutturali), mentre quella minore è rappresentata dal fondo dei Llanos del Endrinal.
- Dato il suo già citato sviluppo longitudinale, il polje del Republicano ha pure una profondità (dislivello massimo) significativa (quasi 100 m). Tale valore si giustifica considerando il ruolo svolto dall'Arroyo de los Alamos nell'incidere profondamente il suo fondo con un'erosione progressivamente rimontante e consequenziale all'evoluzione morfodinamica della cattura carsica della Sima del Republicano ed alla riorganizzazione idrologica della vicina Garganta Barrida. La profondità minore è rappresentata, invece, dal polje dell'Endrinal, in cui i fenomeni di corrosione per spianamento laterale sono stati, probabilmente, molto efficaci nel livellarne il fondo.
- La frequenza di distribuzione delle direzioni di sviluppo prevalenti di tutti i polje è rappresentata in fig. 5.48. E' decisamente evidente la netta prevalenza della direttrice con direzione NE-SO. Come più volte accennato, tale direzione è notoriamente comparabile con quella di tutti i polje dell'area Betica (Lhénaff, 1986) ed è compatibile con l'evoluzione del regime di sforzo neotettonico descritto in precedenza.

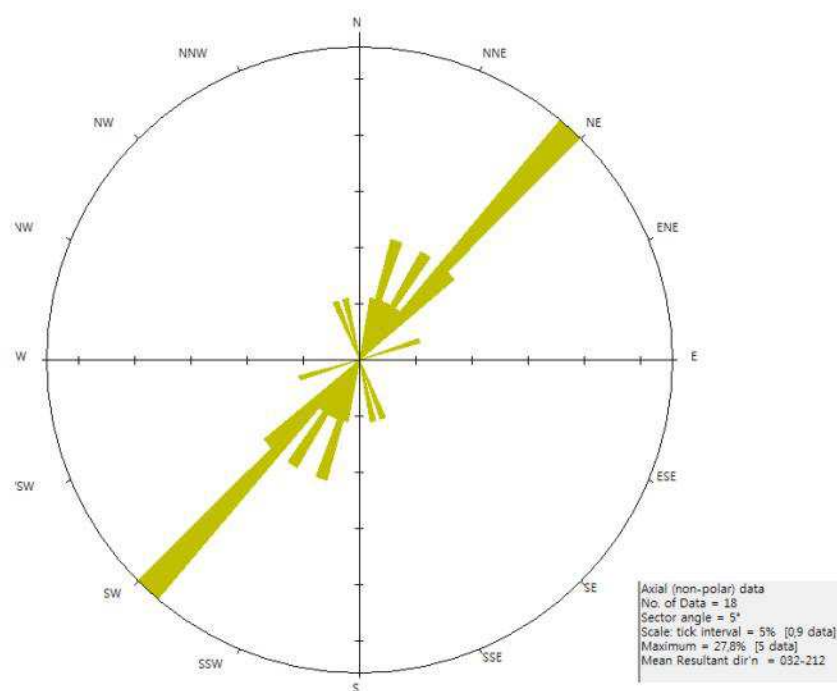


Fig. 5.48 Diagramma a rosa delle direttrici di sviluppo principale dei polje dei Massicci di Grazalema e del Libar.

Nel dettaglio, per ogni polje si è elaborata una descrizione sintetica dei parametri morfometrici e delle possibili interpretazioni circa l'origine del polje stesso e delle eventuali paleosuperfici di corrosione associate.

A) Massiccio di Grazalema:

1. polje dell'Endrinal (o Llanos del Endrinal)

Parametro morfometrico	Valore
Area	14445,16 m ²
Quota massima	1064,75 m
Quota minima	1057,68 m
Quota media	1060,36 m
Asse maggiore	259,3 m
Asse minore	114,5 m
Direzione media di sviluppo	44,8°

Tab. 5.7 Parametri morfometrici del polje del Endrinal.

E' il polje con fondo attuale dimensionalmente meno esteso (tab. 5.7), ma con tutte le caratteristiche proprie di tale tipologia di macroforma carsica. In particolare: fondo piano con raccordo brusco ai fianchi ripidi, idrologia superficiale assente ma con tracce di solchi di incisione torrentizia che dirigono verso un inghiottitoio posizionato alla sua estremità NO. Profondamente rimaneggiato dall'impatto antropico, ha un fondo colluviale di argille e arenarie marroni. Preserva, inoltre, un'estesa superficie di corrosione relitta sul fianco orientale che si sviluppa per circa 300 metri lungo l'isoipsa 1090, così come lembi più ridotti di tali superfici si rinvengono, ad ugual quota, nei settori a N e SO del fondo attuale (fig. 5.49). Facilmente rilevabili sono chiare

evidenze di criptocorrosione (karren arrotondati) oltre a due importanti rilievi residuali (*hum*) sul fianco

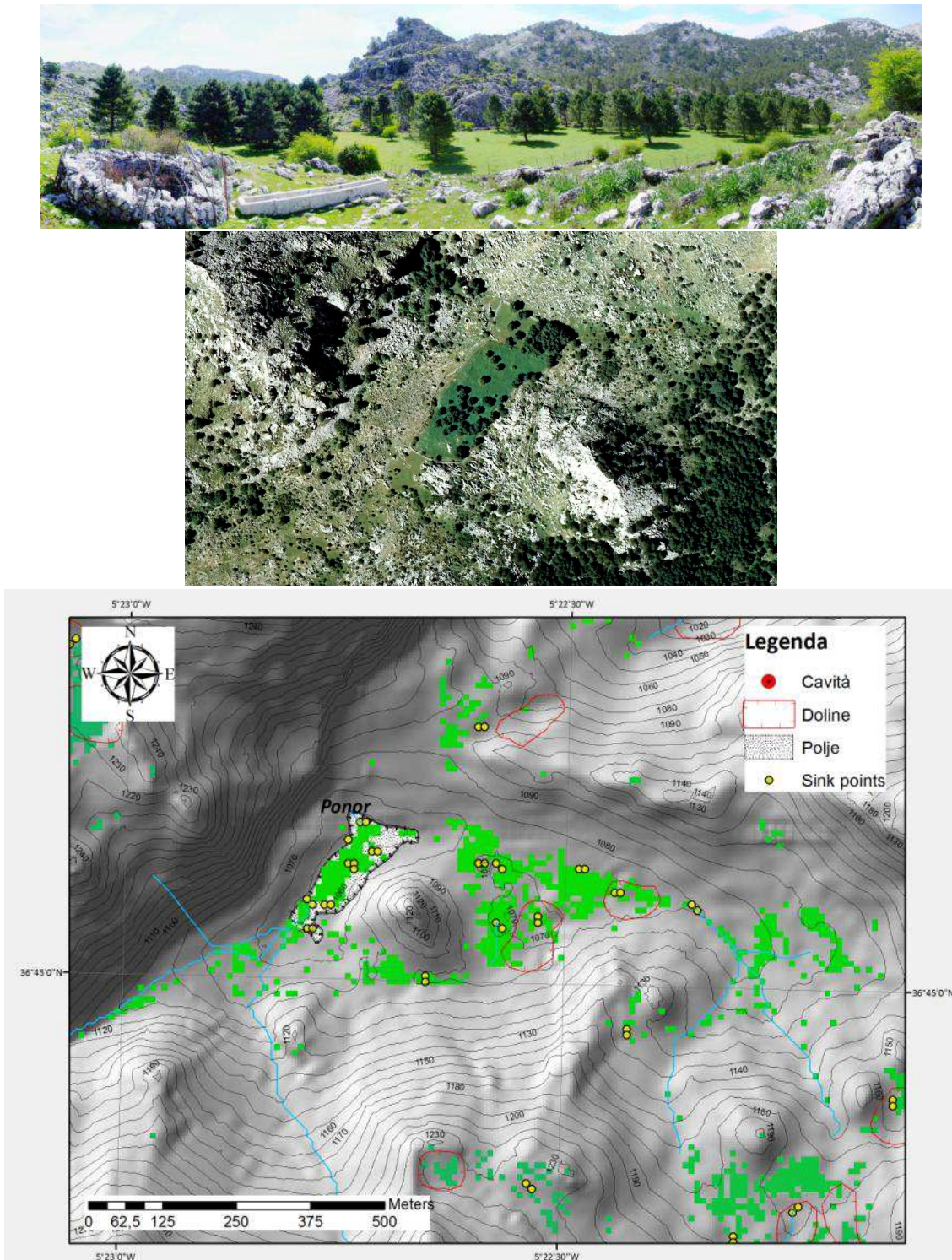


Fig. 5.49 *In alto*: panoramica da NO del fondo attuale del polje con, in primo piano, il ponor. *Al centro*: ortofoto rappresentativa del fondo attuale. *In basso*: mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del polje e delle superfici relitte (rappresentate da poligoni di pendenza inferiore ai 5° e con scala di colore variabile in funzione dell'altezza, da verde chiaro = più basso, a verde scuro = più alto).

sudorientale (il più grande) e su quello meridionale (il minore). L'evoluzione sembra essere stata controllata da due importanti lineazioni tettoniche: una di direzione ONO-ESE che ne delimita nettamente il margine nordorientale (rispetto alla quale, pare esservi stato un progressivo

abbassamento del fondo, ciò giustificando la presenza di superfici di corrosione relitte); una di direzione NE-SO lungo il fianco occidentale. Tenendo conto della posizione delle paleosuperfici di corrosione è ipotizzabile un'originaria estensione del fondo pari a circa 350.000 m², ovvero più di 20 volte quella attuale. Tutte le caratteristiche descritte indicano l'appartenenza di questo piano carsico alla categoria dei polje tettonici.

2. polje de Los Navazuelos

Parametro morfometrico	Valore
Area	39256,16 m ²
Quota massima	1323,42 m
Quota minima	1306,79 m
Quota media	1316,62 m
Asse maggiore	466,6 m
Asse minore	122,2 m
Direzione media di sviluppo	21,9°

Tab. 5.8 Parametri morfometrici del polje de Los Navazuelos.

E' il secondo polje più piccolo quanto ad estensione areale ma si trova alla quota topografica maggiore tra tutti quelli della Serrania de Grazalema (tab. 5.8). E' posizionato al nucleo di una grande anticlinale di rampa erosa (cfr. 5.a2). Quest'ultima è dislocata sul margine orientale del polje da una faglia inversa ad alto angolo che permette al Triassico in facies Keuper del Gruppo Hidalgo di affiorare (molto tettonizzato) sui fianchi del piano carsico. In ragione di ciò è sicuramente un polje tettonico. Ha una morfologia analoga ad una valle secca (ragione per cui in letteratura non v'è alcuna traccia di una sua corretta interpretazione), tuttavia una contropendenza significativa all'estremo meridionale del polje ne suggerisce l'interpretazione come piano carsico. Inoltre, ha un'idrografia superficiale episodica, con un solco d'incisione torrentizia ben scavato sul fondo che termina in un *ponor* posizionato sul fianco settentrionale (fig. 5.50) e, significativamente, posto al nucleo della cerniera anticlinale erosa. Sempre sul fianco settentrionale (fig. 5.51) vi è un'estesa superficie di corrosione compresa entro l'isoipsa 1320 così come sul fianco orientale, dove vi è un esteso karrenfield a rundkarren ed una notevole densità di doline. Queste due superfici erosive potrebbero essere indicative di un'originaria maggior estensione del polje strutturatosi ed evolutosi, come già osservato, in relazione all'attività neotettonica del grande thrust a direzione NNE-SSO citato in precedenza. Ad ulteriore supporto di tale ipotesi vi è la localizzazione sul fianco occidentale del polje di una cavità (la Cueva De La Yedra B-6), a sviluppo prevalentemente verticale, e che potrebbe rappresentare un'originaria perdita laterale relitta.



Fig. 5.50 Panorama da N del fondo attuale del polje de los Navazuelos. Sulla destra il ponor funzionale posto in corrispondenza dell'asse dell'anticlinale erosa entro cui si è sviluppato il piano carsico.

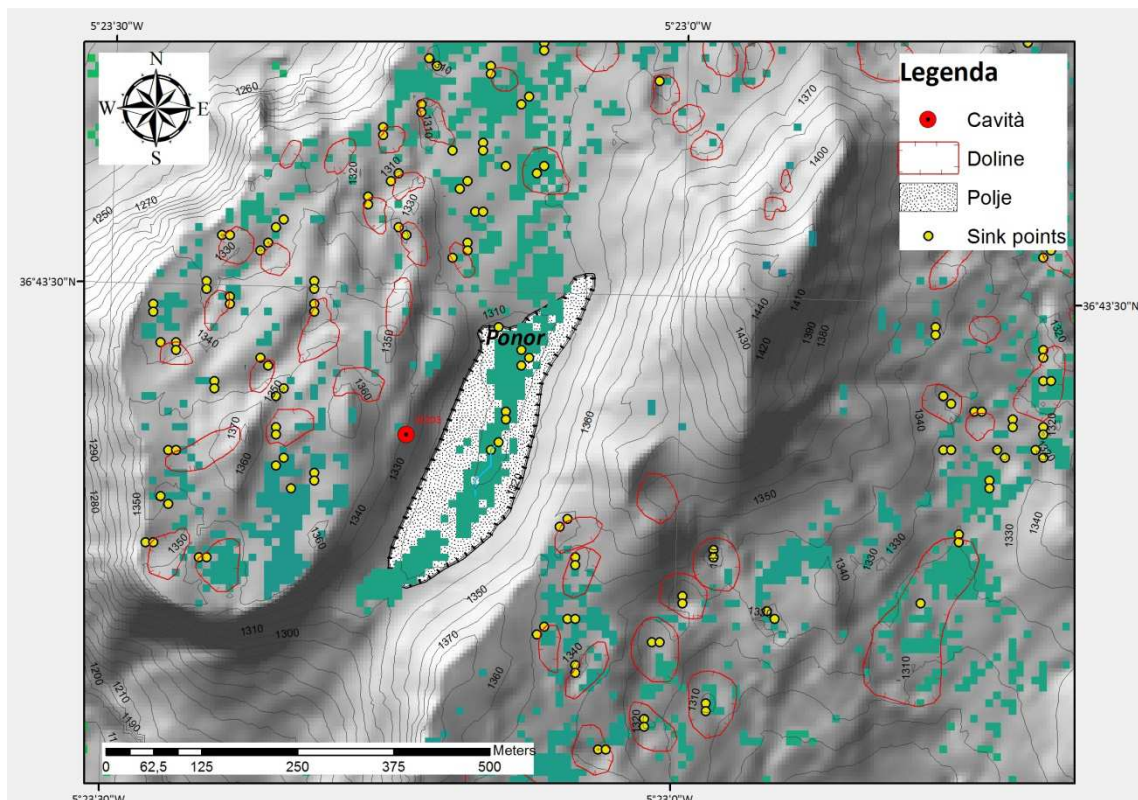


Fig. 5.51 Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del polje e delle superfici a pendenza inferiore ai 5° e con scala di colore variabile in funzione dell'altezza. In giallo i sink del DTM che modellizzano punti di recapito endoreico del bacino.

3. polje del Navazo Alto

Parametro morfometrico	Valore
Area	49960,42 m ²
Quota massima	1244,58 m
Quota minima	1218,71 m
Quota media	1226,92 m
Asse maggiore	403,9 m
Asse minore	238,7 m
Direzione media di sviluppo	43,1°

Tab. 5.9 Parametri morfometrici del polje del Navazo Alto.

E' il secondo polje dell'intera area di studio quanto a quota media di sviluppo (1227 metri s.l.m. circa, tab. 5.9). Ha un fondo irregolare, ma con pendenze significativamente inferiori ai 5° nella parte centrale. Si sviluppa a favore di una faglia ad alto angolo (di direzione NE-SO) che è parte del sovrascorrimento della Sierra del Caïllo (fig. 5.52). Ciò fa sì che sul fondo affiorino tanto calcari marnosi e marne calcaree rosse della Fm Capas Rojas (più abbondanti ma estremamente tettonizzate) quanto i litotipi del Triassico in facies Keuper del Gruppo Hidalgo. Ha un solco d'incisione torrentizia che termina in un ponor attivo (Sumidero del Navazo Alto) e posizionato nell'estremo settentrionale del polje stesso, ove si rileva (unitamente al fianco nordoccidentale) la presenza di lembi isolati superfici di criptocorrosione carsica e caratteristiche associazioni di karren (alveolari, cavernosi, rundkarren). Dato l'evidente controllo strutturale, si tratta di un polje di origine tettonica.

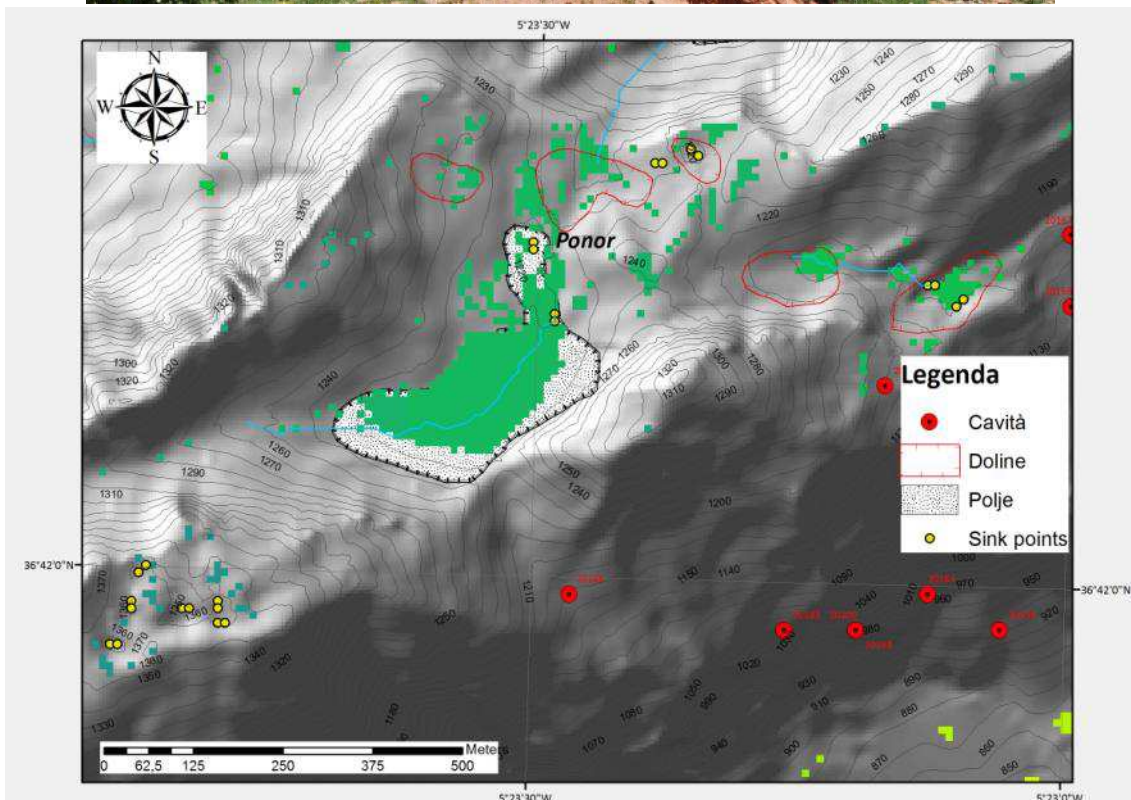
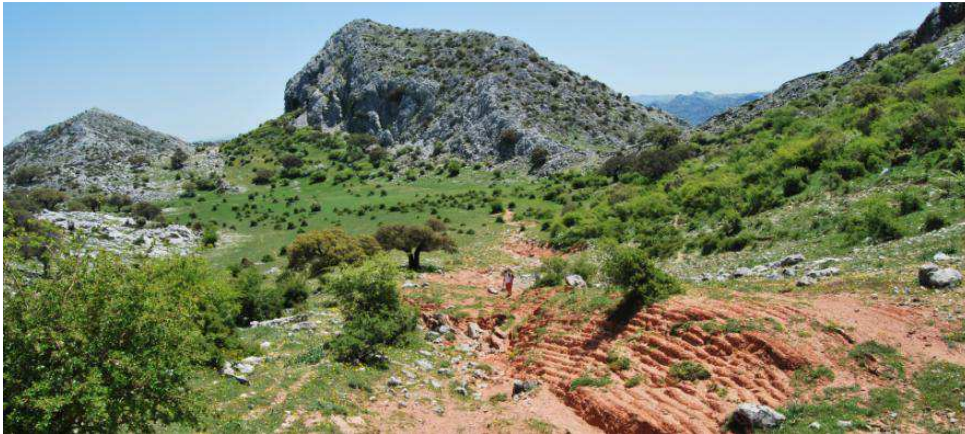


Fig. 5.52 *In alto*: panoramica da S del fondo piano attuale del polje. *Al centro*: panoramica da O dell'assetto morfostrutturale complessivo e, in primo piano, bancate di marne e calcari marnosi cretacei (Fm Capas Rojas) profondamente tettonizzate. *In basso*: mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del polje e delle superfici a pendenza inferiore ai 5° e con scala di colore variabile in funzione dell'altezza (potenzialmente rappresentative di paleosuperfici di corrosione).

4. *polje del Navazo Hondo*

Parametro morfometrico	Valore
Area	94966,3 m ²
Quota massima	1143,84 m
Quota minima	1102,53 m
Quota media	1116,85 m
Asse maggiore	846,1 m
Asse minore	195,4 m
Direzione media di sviluppo	32,7°

Tab. 5.10 Parametri morfometrici del polje del Navazo Hondo.

Il più grande tra i piani carsici della Sierra del Caillo-Navazo (tab. 5.10), si localizza a NE del polje del Navazo Alto, al quale sembra essere legato dal punto di vista morfogenetico. Il contorno allungato in direzione NE-SO è delimitato da un'importante faglia della medesima direzione ed ideale prolungamento di quella ad alto angolo posta più a SO (fig. 5.53). Sembrano esservi evidenze morfologiche (strutture di blocco) indicative di una recente riattivazione della faglia ad alto angolo all'origine del polje e con carattere di trascorrenza destra, tale da rendere questa depressione un chiaro esempio di bacino di pull-apart (cfr. 5.a2). Sul fondo affiorano i litotipi triassici in facies Keuper (fig. 5.54), ma non vi è evidenza di calcari marnosi della Fm Capas Rojas (se non in sporadici affioramenti sul fianco nordoccidentale). Tre inghiottitoi drenano il reticolo idrografico superficiale, uno di essi (Sima del Navazo Hondo o Ponor 1 nella fig. 5.54) ha notevole importanza speleologica. L'analisi di campo e quella fotogeologica non hanno consentito di rilevare superfici di corrosione relitte con significato morfogenetico, se si eccettua un ripiano poco esteso nel versante nordoccidentale posto tra i 1120 ed i 1130 m s.l.m., poco più in alto (10-20 metri) rispetto al fondo attuale. L'assenza di paleosuperfici parrebbe espressione di un'attività di strutturazione tettonica del bacino molto rapida, che non ha consentito, d'altra parte, l'azione efficace di spianamento laterale del fondo del polje da parte dei meccanismi di corrosione. Alla luce di tutte le caratteristiche fin qui presentate, si tratta, evidentemente, di un polje di origine tettonica.



Fig. 5.53 Panoramica da SO della caratteristica morfostruttura del polje del Navazo Hondo.

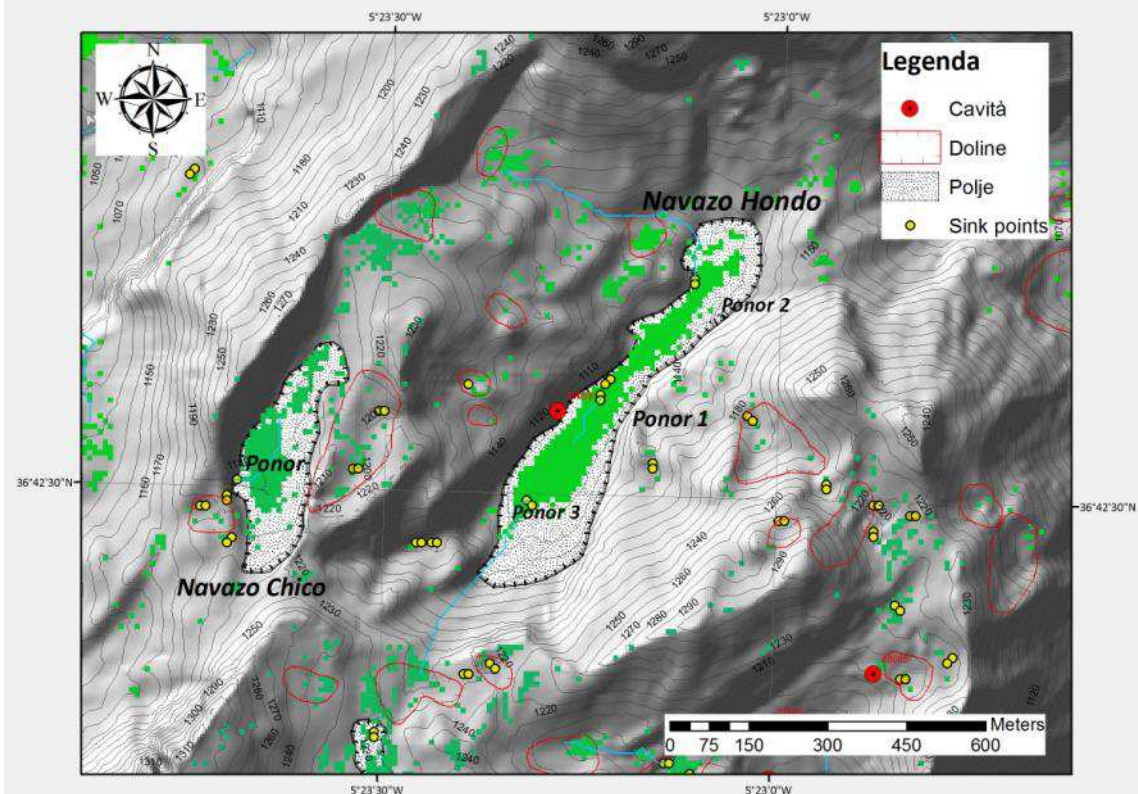


Fig. 5.54 *In alto*: panoramica da S del fondo piano attuale del polje del Navazo Hondo. *In basso*: mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del polje del Navazo Hondo e delle superfici a pendenza inferiore ai 5° e con scala di colore variabile in funzione dell'altezza (potenzialmente rappresentative di paleosuperfici di corrosione).

5. polje del Navazo Chico

<i>Parametro morfometrico</i>	<i>Valore</i>
Area	42582,1 m ²
Quota massima	1204,6 m
Quota minima	1178,6 m
Quota media	1192,1 m
Asse maggiore	461,7 m
Asse minore	150,9 m
Direzione media di sviluppo	16,6°

Tab. 5.11 Parametri morfometrici del polje del Navazo Chico.

Situato ad O del polje del Navazo Hondo (e mediamente più elevato rispetto ad esso, tab. 5.11) ha un contorno allungato in direzione NNE-SSO ed è delimitato da due importanti faglie della medesima direzione, una lungo il margine occidentale (diretta) ed una lungo quello orientale (inversa). Anche in questo caso sembrano esservi chiare evidenze morfologiche (una struttura di blocco nell'estremo nordorientale intorno alla quota di 1220 m) indicative di una recente riattivazione dell'originaria faglia inversa ad alto angolo all'origine del polje e con carattere di trascorrenza sinistra (fig. 5.54). In questo senso, la depressione coinciderebbe con una piccola fossa di *pull-apart*. Sul fondo affiora una spessa coltre colluviale mentre, sul margine nordorientale, si rileva la presenza di calcari marnosi e marne della Fm Capas Rojas intensamente tettonizzate. Un inghiottitoio di dimensioni significative (in relazione alle dimensioni complessivamente contenute del polje) raccoglie il deflusso superficiale evidenziato da un solco d'incisione torrentizia. Sui margini di NE ed E sono pure presenti due possibili paleosuperfici di corrosione. La prima andrebbe, in realtà, probabilmente relazionata ad un'evoluzione indipendente della superficie della struttura di blocco già citata; la seconda coincide con un'estesa dolina di collasso il cui sviluppo verticale è verosimilmente legato all'abbassamento del livello di base locale comune al fondo del polje. Complessivamente si osservano tutti i caratteri propri di un polje tettonico.



Fig. 5.55 *In alto*: panoramica da S del polje del Navazo Chico. *In basso*: Inghiottitoio (ponor) funzionale posto sul fianco occidentale della depressione (si veda fig. 5.54)

6. polje di Villaluenga (o Manga de Villaluenga)

Parametro morfometrico	Valore
Area	380366,6 m ²
Quota massima	860,2 m
Quota minima	762,1 m
Quota media	804,9 m
Asse maggiore	3696,3 m
Asse minore	302,7 m
Direzione media di sviluppo	72,5°

Tab. 5.12 Parametri morfometrici della Manga de Villaluenga.

Dopo il polje del Libar e del Republicano, è la macroforma con maggiore sviluppo orizzontale di tutta l'area di studio (tab. 5.12). Può essere in realtà scomposto in due livelli posti a quote distinte e che digradano in direzione O-SO (complessivamente conosciuti come la *Manga de Villaluenga*), e ha un fondo regolare e pressoché piano (fig. 5.56). La posizione all'interno della grande sinclinale fagliata del sistema della Sierra del Caillo (cfr. 2.b3) ne ha favorito lo sviluppo in senso longitudinale e permette di classificarlo come un polje di origine tettonica. Estesi affioramenti di calcari marnosi e marne della Fm Capas Rojas affiorano su ambedue i fianchi con inclinazioni legate alla struttura della piega. Un'importante superficie di corrosione relitta sui calcari nodulari della Fm Torcal è localizzabile lungo l'intero margine meridionale del settore più elevato (posto più ad E) e risulta ribassata da una faglia diretta ad alto angolo. Essa è caratterizzata da una notevole quantità di doline e di isolati rilievi residuali (*hum*), oltre ad ospitare l'imponente *ponor* che raccoglie i deflussi superficiali dell'arroyo Albarran. Tale ponor (la Sima del Villaluenga) si raccorda ad un sistema endocarsico che ha notevole valenza speleologica (cfr. 5.c1). La posizione rilevata della paleosuperficie, unita alle caratteristiche morfologiche dell'inghiottitoio (profonda incisione verticale della bocca d'accesso) suggerisce un chiaro posizionamento più elevato del paleofondo (di circa 20 metri) rispetto a quello attuale. Nel settore occidentale, il deflusso endoreico termina in due inghiottitoi: Sima Sumidero 1 e Sima Sumidero 2 (fig. 5.57). Una paleosuperficie di corrosione poco estesa si rileva sul fianco settentrionale sopraelevata di circa 10 metri rispetto al fondo attuale. E' ipotizzabile un'originaria connessione tra i due settori della *Manga*, successivamente compartimentati a seguito della cattura fluviale del settore occidentale (aperto di fatto a valle) e, pertanto, evolutisi separatamente.



Fig. 5.56 Panoramica del fondo del settore orientale della Manga de Villaluenga con, al centro, l'omonimo inghiottitoio.

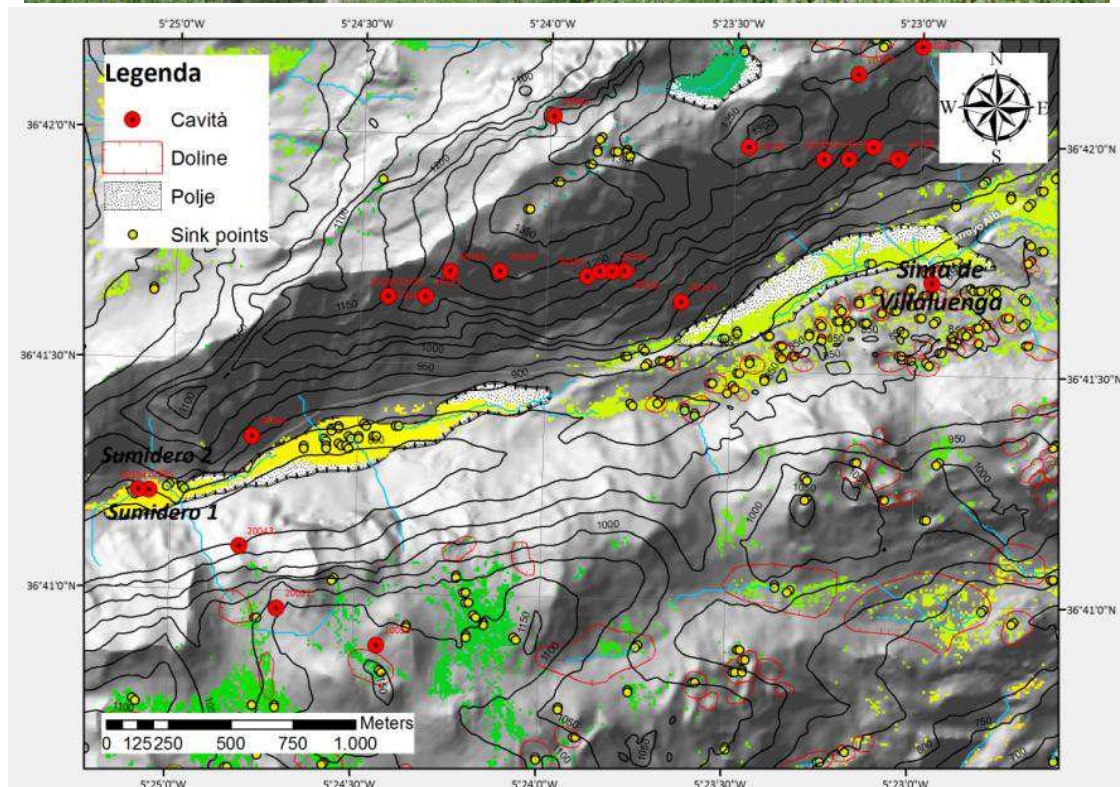


Fig. 5.57 *In alto*: visione d'insieme dalla Sierra del Caïllo della Manga de Villaluenga orientale. Si noti la posizione della paleosuperficie di corrosione ai piedi del Chaparral (sullo sfondo) e la profonda incisione dell'inghiottitoio. *In basso*: mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del polje del Navazo Hondo e delle superfici a pendenza inferiore ai 5° e con scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da giallo = più basso a verde = più alto).

7. polje di Campobuche

Parametro morfometrico	Valore
Area	290767,7 m ²
Quota massima	821,9 m
Quota minima	801,2 m
Quota media	808,3 m
Asse maggiore	1063,4 m
Asse minore	420,7 m
Direzione media di sviluppo	14,8°

Tab. 5.13 Parametri morfometrici del polje di Campobuche.

E' l'unico esempio di polje marginale del Massiccio di Grazalema. L'apporto allogenicò dell'arroyo de Campobuche (primo tratto del rio Gaduares che incide le successioni del Complesso del Campo di Gibilterra, perdendosi molto più ad E nel sistema endocarsico Hündidero-Gato) ha consentito la formazione di una copertura impermeabile alluvionale molto spessa e posta a contatto con le adiacenti marne e calcari marnosi della Fm Capas Rojas (fig. 5.58). Ciò ha determinato (e determina) lo spianamento laterale ed il successivo alluvionamento della superficie così creata (attualmente pressoché piana, tab. 5.13). L'evoluzione morfogenetica di questa depressione può essere relazionata a quella del già citato sistema Hündidero-Gato e del polje di Mures, nella parte settentrionale del Massiccio del Libar. L'approfondimento pleistocenico del corso del rio Guadiaro (livello di base regionale per l'intera area del Libar) ha infatti prodotto una chiara erosione regressiva, responsabile della vistosa incisione fluviale nelle bancate arenarie del Complesso del Campo di Gibilterra e prossimale alla perdita dell'Hündidero, divenendo decisamente meno marcata procedendo a monte. In questo senso, l'incisione del fondo del polje di Campobuche è ancora in atto ed interessa, come già visto, una estesa e spessa coltre alluvionale. D'altra parte, non è facilmente determinabile la localizzazione degli eventuali inghiottitoi. Analogamente a quanto si osserva negli altri polje di uguale origine (su tutti, quello del Repubblicano), è molto probabile che vi siano numerose perdite non concentrate lungo il margine occidentale della depressione (al contatto con le rocce carsificabili). Un possibile *ponor* è individuabile nel lembo più settentrionale della piana (fig. 5.58 e 5.59).



Fig. 5.58 *In alto*: immagine panoramica da N del fondo attuale del polje di Campobuche. *In basso*: possibile inghiottitoio laterale lungo il margine nordoccidentale del polje.

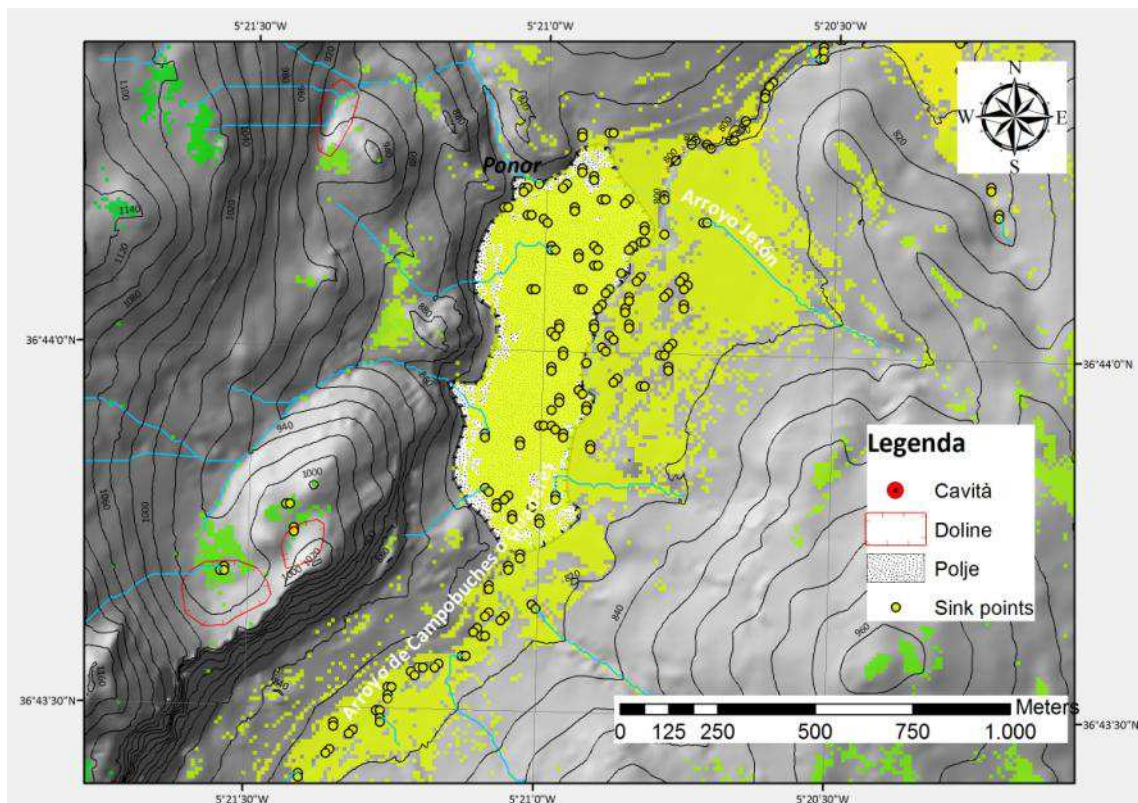


Fig. 5.59 Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del polje di Campobuche e delle superfici a pendenza inferiore ai 5° e con scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da giallo = più basso a verde = più alto).

B) Massiccio del Libar:

1. polje del Republicano (o Llanos del Republicano)

Parametro morfometrico	Valore
Area	2231027,5 m ²
Quota massima	862,1 m
Quota minima	801,2 m
Quota media	768,5 m
Asse maggiore	6781,1 m
Asse minore	1484,5 m
Direzione media di sviluppo	30,9°

Tab. 5.14 Parametri morfometrici del polje del Republicano.

Si localizza lungo il bordo occidentale del massiccio ed è il più stilizzato tra tutti i polje del Massiccio con i suoi quasi 7 km di lunghezza per appena 1,5 km di larghezza massima (tab. 5.14). Risulta costituito da una successione di piani carsici che occupano l'intera estensione in senso longitudinale (fig. 5.60) e che giustificano la ragione per cui è anche conosciuto con il nome di *Llanos del Republicano*. Il suo sviluppo laterale è invece limitato dagli affioramenti delle arenarie mioceniche della Fm Areniscas del Aljibe e delle unità calcaree del Giurassico e del Cretaceo del Penibetico. L'intera depressione è drenata dall'arroyo de los Alamos in senso generalmente N-S e

che nasce più a N (in corrispondenza della zona del polje del Cabrizal, la cui evoluzione è pertanto legata a quella del Republicano) e si perde nella sima del Republicano (di notevole importanza speleologica). Una serie di tributari drenano le acque superficiali delle colline arenacee del fianco orientale della Sierra Peralto (posta ad O dei Llanos). Il fondo del piano, di notevole spessore, è costituito da materiali poco permeabili, fundamentalmente arenarie e marne. L'assetto strutturale complessivo appare controllato da una serie di faglie di direzione N-S e NE-SO, che lo limitano nel lato orientale, supportando l'ipotesi di una probabile origine per messa in posto di tipo tettonico. In realtà, Delannoy e Díaz del Olmo (1986) hanno fornito una convincente ipotesi circa l'origine e l'evoluzione del polje del Republicano. Essi ritengono che originariamente l'arroyo de los Alamos proseguisse più a SO, confluendo nell'attuale Garganta Barrida, una valle fluviale molto approfondita e, a tratti, con incisioni altrettanto importanti. L'apporto idrologico dei tributari del versante occidentale del polje deve aver determinato il progressivo spianamento laterale del fondo, con la progressiva corrosione del margine orientale e l'impostazione del nuovo solco d'incisione al contatto tra le marne calcaree della Fm Capas Rojas ed i calcari Penibetici della Sierra del Libar. Il mutato assetto idrologico deve aver condotto alla formazione di un certo numero di perdite laterali (ancora oggi rilevabili, fig. 5.61) ed il progressivo sviluppo del ponor principale (la Sima del Republicano) che ha finito per determinare l'infiltrazione della totalità degli afflussi. Parallelamente, la rete idrografica meridionale (la futura Garganta Barrida) ha subito una riorganizzazione ed una consequenziale erosione rimontante verso la cattura carsica del Republicano. Complessivamente, il profilo morfoevolutivo descritto consente di poter classificare i Llanos del Republicano come un unico grande polje marginale.



Fig. 5.60 *In alto*: immagine panoramica da O del settore meridionale dei Llanos del Republicano. *In basso*: fondo attuale con solco d'incisione torrentizia del settore meridionale del polje.

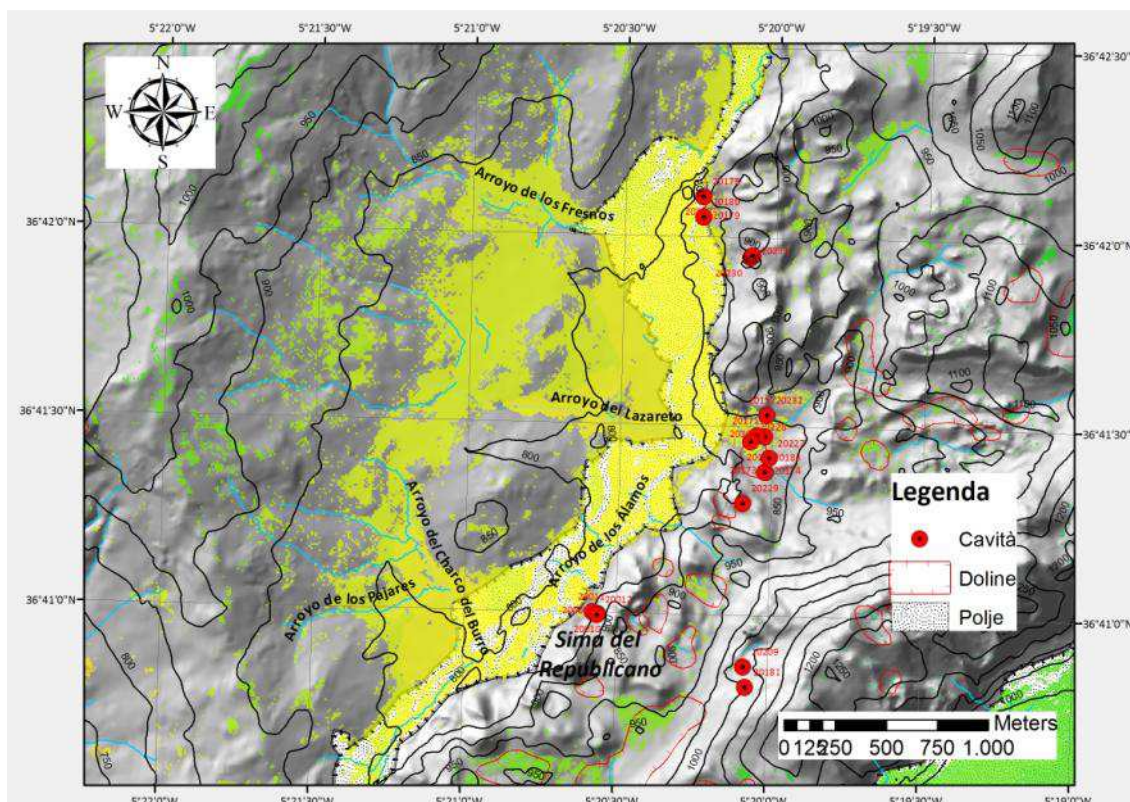


Fig. 5.61 Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione attuale del solo settore centro-meridionale del polje del Republicano con rappresentazione delle superfici a pendenza inferiore ai 5° e a scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da giallo = più basso a verde = più alto).

2. *polje del Libar* (o *Llanos de Libar*)

<i>Parametro morfometrico</i>	<i>Valore</i>
Area	2219070,7 m ²
Quota massima	1023,4 m
Quota minima	946,8 m
Quota media	979,8 m
Asse maggiore	6287,9 m
Asse minore	959,2 m
Direzione media di sviluppo	48°

Tab. 5.15 Parametri morfometrici del polje del Libar.

Assieme al polje del Republicano è la più estesa macroforma escarsica della Serrania de Grazalema, con più di 6 km di lunghezza e una larghezza massima di poco meno di 1 km (tab.5.15). La sua orientazione segue un andamento NE-SO, chiaramente condizionato da faglie, specialmente lungo il suo bordo nordoccidentale (fig. 5.62), caratteristica che, come già citato in precedenza, ha spinto in passato vari autori a classificarlo come polje di origine tettonica (Lhenaff, 1986; Delannoy e Diaz Del Olmo, 1986; Duran e Soria, 1989 e Gracia e Benavente 2006). Come già osservato, sul fondo (al nucleo di una sinclinale fagliata), affiorano i calcari marnosi del Cretaceo Superiore (della Fm Capas Rojas), mentre si osserva una leggera inclinazione verso SO, passando da poco più di 1020m di quota fino ai 950 m circa. La planarità del fondo è interrotta a tratti da incisioni torrentizie, che scavano per non più di 1 metro i depositi colluviali ivi presenti. Il deflusso superficiale viene incanalato verso alcuni inghiottitoi, attualmente funzionali ed all'origine di estesi sistemi endocarsici a prevalente sviluppo verticale (Sima Tras, Sima del Flaco,

Sima Karst, fig. 5.62). Il più importante ed antico tra questi è rappresentato dalla Sima Hoyo de Cortes (o Sima de Libar), posizionato su antica superficie di corrosione e con un pozzo unico iniziale di circa 40m caratterizzato da un notevole concrezionamento. La determinazione dell'età di alcune concrezioni stalagmitiche ha permesso a Delannoy (1987) di datare i processi speleogenetici dell'inghiottitoio facendoli risalire a circa 142.500 anni a.C., rilevando, pertanto, come questo ponor fosse attivo durante le ultime tappe della glaciazione Riss. Quasi tutte le vie di fuga carsiche servono da connessione tra le acque superficiali ed il sistema endocarsico e si distribuiscono con maggior frequenza lungo le zone periferiche del fondo del polje, al piede di scarpate strutturali molto rettilinee (fig. 5.61). Nella parte centrale della piana vi è un'importante risorgenza (la Fuente de Libar) la quale, in regime idrico di troppo pieno, funziona come *estavelle*. I fianchi della sinclinale fagliata entro cui si sviluppa il polje sono formati da pareti a scarpate (interrotte bruscamente da superfici suborizzontali, specie sul margine occidentale) e dalla sporadica presenza di blocchi di crollo, per quanto la periodica inondazione e la circolazione idrica superficiale contribuiscano all'asportazione meccanica dal fondo dei massi crollati. In altri casi i bordi risultano ammantati da depositi di versante di origine crioclastica o da altri frammenti calcarei immersi in una matrice limoso-argillosa rossa (eredità di epoche fredde); attualmente essi paiono inattivi, stabili e coperti da una densa coltre vegetazionale.

Come nel vicino sistema dei polje di Pozuelo-Burfo-Zurraque, è possibile riconoscere distintamente (specie nel versante meridionale) almeno tre paleosuperfici di corrosione (in ordine cronologico S₁, S₂ e S₃, fig. 5.62) sopraelevate rispetto al fondo attuale anche di 100 metri. Quest'ultimo è in realtà rappresentato da una serie di superfici debolmente terrazzate e condizionate (nella loro estensione) sia da hum residuali di calcari marnosi della Fm Capas Rojas che dall'incisione fluviale del fondo. L'interpolazione dei poligoni rappresentativi delle paleosuperfici rilevate sul DTM a 10 m ha consentito l'ottenimento dei range altitudinali degli stessi. In particolare: S₁ = 1010-1060 m; S₂ = 960 - 1010 m; S₃ = 950 - 990 m; Fondo = 950 - 980 m. Il confronto di tali valori altimetrici consente di dedurre il presumibile ruolo svolto da un'importante fase tettonica che ha ribassato il fianco sudoccidentale del polje e la progressiva inclinazione in quella direzione.



Fig. 5.62 *In alto*: immagine panoramica da NE del settore settentrionale dei Llanos de Libar. Si noti il brusco raccordo tra i versanti fagliati della sinclinale ed il fondo attuale. *In basso*: settore meridionale del polje de Libar (fonte immagine: rete).

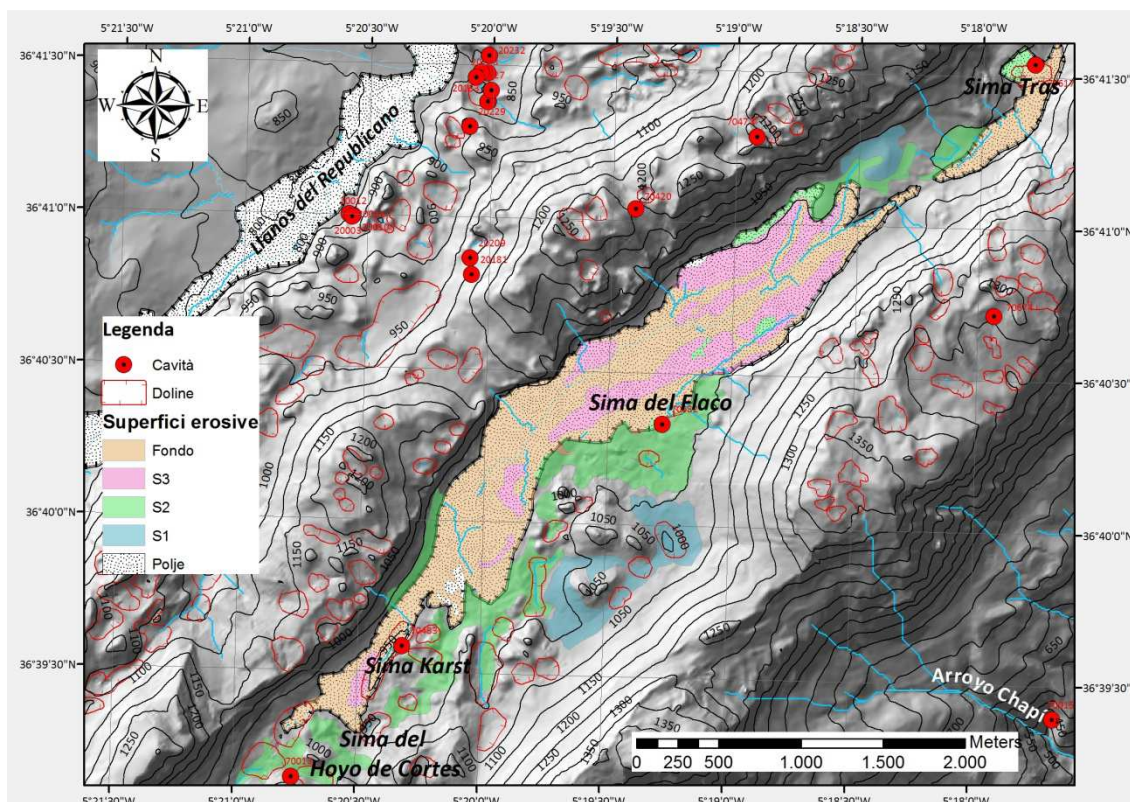


Fig. 5.63 Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione dei Llanos de Libar con rappresentazione delle paleosuperfici di corrosione.

3. polje di Burfo

Parametro morfometrico	Valore
Area	399580 m ²
Quota massima	989 m
Quota minima	957,2 m
Quota media	965,5 m
Asse maggiore	1798,8 m
Asse minore	532,8 m
Direzione media di sviluppo	35,7°

Tab. 5.16 Parametri morfometrici del polje di Burfo.

Il polje di Burfo è situato a NE del vicino polje di Zurraque, con cui ha in comune una serie di faglie (fig. 5.10) che limitano e dislocano variamente delle paleosuperfici di corrosione originariamente relazionate ad entrambi i polje (fig. 5.64). La morfologia complessiva è pertanto controllata dalla tettonica (ragion per cui il polje può essere considerato di tipo strutturale), ovvero da due faglie principali entrambe con direzione NE-SO. In direzione NE-SO il fondo del polje misura 1,8 km per circa 500 m in senso perpendicolare (tab. 5.16) e si sviluppa tanto sui calcari giurassici del Gruppo Libar quanto, principalmente, sui livelli poco potenti di calcari marnosi del Cretaceo (Gruppo Espartina). Proprio questi ultimi, registrano una chiara prevalenza nei termini marnosi tipica della base della serie stratigrafica penibetica e risultano lievemente piegati in una struttura sinclinale di direzione NE-SO, anche se nel settore sudoccidentale del fondo appaiono disposti in monoclinali lievemente piegate verso la faglia principale. Come nel caso dei polje di Zurraque e di Pozuelo, anche questa depressione presenta almeno quattro livelli

di superfici di erosione carsica (cronologicamente S₁, S₂, S₃, S₄ e già riconosciute da Gracia *et al.*, 2000) ed è dislocato variamente dalle medesime famiglie di faglie. Un importante rilievo strutturale residuale (anche noto come *hum de la Balsa*) compartimenta il fondo attuale in due settori (fig. 5.64) originariamente contigui ed attualmente collegati da due profondi corridoi carsici, in corrispondenza dei quali si rilevano due inghiottitoi funzionali di grande importanza speleologica (Sumidero del Burfo e Sima GAOT 95). Un *hum* ancor più rilevante (il *Frailecillos*) separa il suo settore sudoccidentale dal fondo del polje di Zurraque. Come verrà mostrato in seguito (cfr. 6), l'evoluzione morfodinamica di questa depressione è strettamente legata a quella dei vicini polje di Zurraque e Pozuelo, potendo supporre un'originaria unica depressione di notevole estensione.

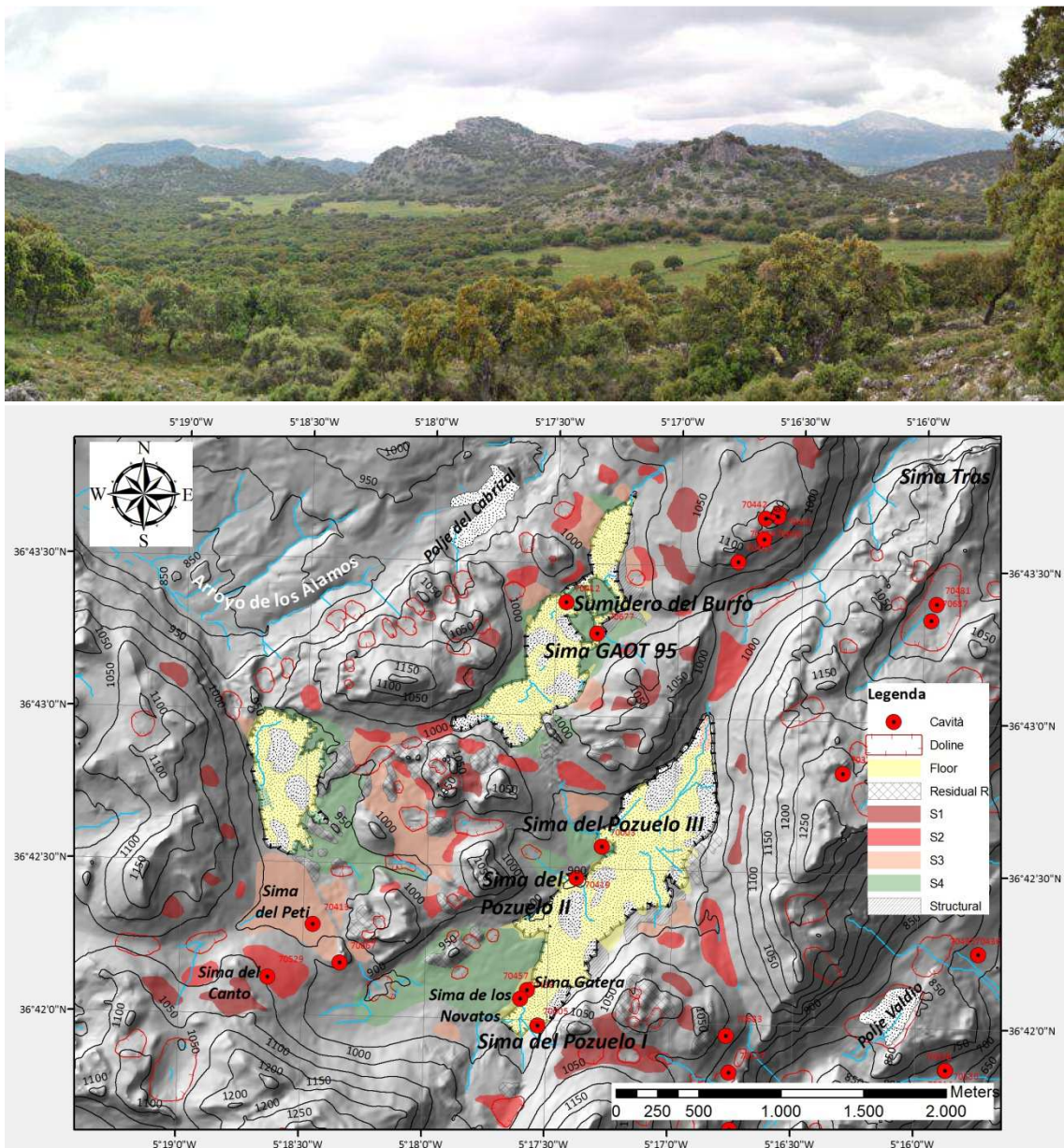


Fig. 5.64 *In alto*: visione generale da E dei due settori del polje di Burfo. Si noti, in primo piano al centro il rilievo residuale (*hum de la Balsa*); sullo sfondo, a sinistra, l'*hum de los Frailecillos*. *In basso*: Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione dei polje di Burfo, Zurraque e Pozuelo con rappresentazione delle paleosuperfici di corrosione.

4. polje di Zurraque

Parametro morfometrico	Valore
Area	268394,3 m ²
Quota massima	944,9 m
Quota minima	924,7 m
Quota media	934,7 m
Asse maggiore	890 m
Asse minore	450,8 m
Direzione media di sviluppo	170,3°

Tab. 5.17 Parametri morfometrici del polje di Zurraque.

Il polje di Zurraque, si presenta con una morfologia allungata in direzione NNO-SSE, peraltro chiaramente controllata nel suo versante occidentale da una faglia normale di media inclinazione e con la medesima direzione. Il fondo è rappresentato dai calcari marnosi cretacei (Fm Capas Rojas), che appaiono fratturati e dolcemente piegati seguendo una sinclinale di direzione NE-SO e che si chiude nel settore di NE (figg. 5.65 e 5.66). La superficie del polje si estende per meno di 1 km in direzione N-S e per quasi 500 m in direzione E-O (tab. 5.17). Più di ogni altro polje del Massiccio del Libar, preserva chiare evidenze morfologiche di almeno quattro paleosuperfici di corrosione carsica distribuite a varie altezze lungo i margini e, parzialmente, comuni ai vicini polje di Burfo e Pozuelo (fig. 5.64). Senza dubbio, se si includono tali superfici, l'estensione originaria del piano carsico di Zurraque doveva essere almeno doppia rispetto a quella attuale (cfr. 6). Va poi rilevato come siano essenzialmente tre le famiglie di faglie che controllano la distribuzione delle zone elevate e depresse; esse hanno direzione: NNE-SSO, NE-SO e NO-SE. L'importante controllo strutturale giustifica la sua natura di polje tettonico. Un piccolo *ponor* si rileva nel margine sudoccidentale, in corrispondenza dell'asse della blanda sinclinale a direzione NE-SO già citata in precedenza. Interessante dal punto di vista morfoevolutivo è la presenza di due inghiottitoi fossili (Mayoral, 2004) in corrispondenza delle paleosuperfici di corrosione S₂ ed S₃ (rispettivamente la Sima del Canto e la Sima del Peti, fig. 5.64), chiaramente indicativi di un'estensione del fondo decisamente più importante di quella attuale.



Fig. 5.65 Calcari marnosi (Fm Capas Rojas) affioranti sul fondo del polje di Zurraque e debolmente piegati in una sinclinale a direzione NE-SO



Fig. 5.66 Panoramica da SO (nei pressi del ponor attualmente funzionale) del fondo del polje di Zurraque.

5. polje di Pozuelo

Parametro morfometrico	Valore
Area	779905,9 m ²
Quota massima	961,9 m
Quota minima	898,5 m
Quota media	921,7 m
Asse maggiore	2215,7 m
Asse minore	647,2 m
Direzione media di sviluppo	42°

Tab. 5.18 Parametri morfometrici del polje di Pozuelo.



Fig. 5.67 Panoramica da E della depressione di Pozuelo. Si notino i contorni molto rettilinei controllati dalla tettonica e la chiara presenza di paleo superfici di corrosione (una chiaramente visibile a sinistra in primo piano).

Il polje di Pozuelo rappresenta la macroforma carsica più estesa del settore settentrionale del massiccio del Libar, con quasi oltre 2 km di lunghezza e 650 m di ampiezza (tab. 5.18). In pianta presenta un contorno poligonale stilizzato con limiti molto rettilinei controllati da faglie (anche qui con predominanza delle direzioni N-S, NE-SO ed E-O) che definiscono l'origine chiaramente tettonica del polje (fig. 5.67). Il fondo si sviluppa per lo più alla stessa quota, tranne per una leggera depressione lungo il margine occidentale dove appaiono due perdite importanti di notevole progressione speleologica (Sima del Pozuelo II e Sima del Pozuelo III, fig. 5.64). All'estremo bordo sudorientale si individuano tre ulteriori *ponor* (Sima del Pozuelo I, Sima de los Novatos e Sima Gatera), dei quali solo il primo ha un significato idrologico importante (Mayoral,

2004). Sul fondo del polje affiorano le marne calcaree della Fm Capas Rojas (fig. 5.68), anche se negli estremi occidentali e meridionali si osservano delle superfici strutturali incise sui calcari giurassici delle formazioni Torcal ed Endrinal. Come già osservato in precedenza, anche nel polje di Pozuelo è possibile distinguere almeno quattro superfici di corrosione relitte e terrazzate rispetto al fondo attuale. I *range* altitudinali di tali superfici, sovrapponibili a quelli dei polje contigui (cfr. 6), suggeriscono una comune origine (come si vedrà tettonica) per l'area di Pozuelo-Burfo-Zurraque ed una successiva evoluzione separata di ciascuno di essi.



Fig. 5.68 Panoramica da NO del fondo del polje di Pozuelo. In primo piano è evidente un'estesa superficie strutturale di calcari marnosi (Fm Capas Rojas).

6. *polje del Cabrizal* (o della *Jarastepa*)

Parametro morfometrico	Valore
Area	95741,72m ²
Quota massima	961,9 m
Quota minima	933,61 m
Quota media	919,58 m
Asse maggiore	530,2 m
Asse minore	354,7 m
Direzione media di sviluppo	44°

Tab. 5.19 Parametri morfometrici del polje del Cabrizal.

Il polje del Cabrizal (o della *Jarastepa*) rappresenta una piccola depressione pressoché planare (tab. 5.19) posta a NO del polje di Burfo ed aperta tanto a monte quanto a valle, ovvero costituendo un chiaro esempio di polje idrologicamente aperto (*sensu* Bonacci, 2004). Dai suoi margini sudoccidentale e nordorientale (fig. 5.69) si originano, rispettivamente, l'arroyo de los Alamos (che attraversa tutto il bordo centrorientale della Massiccio del Libar perdendosi, come già visto, nella Sima del Republicano) e l'arroyo de Forcila (tributario, più a NE, del Gaduares). Il suo fianco sud orientale è caratterizzato da un'importante scarpata strutturale dislocata da una serie di faglie direzionali ad andamento NNO-SSE che ne segmentano il profilo (fig. 5.69). Invece, nel settore sudoccidentale, un rilievo residuale di calcari giurassici intensamente carsificati è ribassato da una faglia normale ad andamento NE-SO e lo separa dalla zona più a valle. Sul versante occidentale è a contatto con le bancate strutturali delle Arenarie del Aljibe, mentre sul suo fondo (di spessore importante) affiorano le marne calcaree della Fm Capas Rojas con una debole immersione verso NO. Al contatto tra queste ultime e i calcari giurassici si osserva la presenza di un piccolo ponor, posto sul margine centrorientale (fig.5.69). Questo assetto morfostrutturale lo rende, evidentemente, un chiaro esempio di polje marginale. Non vi sono evidenze di paleosuperfici di corrosione anche se a SO e a NE questa piana si raccorda con due depressioni poste a quote più basse ed aperte a valle. L'origine del polje del Cabrizal, in assenza di

dati significativi, può essere valutata in relazione ai meccanismi morfoevolutivi dei Llanos del Republicano e della valle del rio Gadaures. Come già osservato, la cattura carsica dell'arroyo de los Alamos (che nasce proprio nella zona del Cabrizal) deve aver determinato un'erosione regressiva verso monte, laddove oggi si osserva un'attiva incisione (valle a SO del polje). Sul versante nordorientale, l'arroyo de Forcila ha inciso ed allargato progressivamente sempre di più la sua testata in relazione alla perdita del Gadaures (conseguente al collasso del sistema carsico Hundidero-Gato) ed in risposta all'abbassamento pleistocenico del livello di base regionale (rio Guadiaro). Non è azzardato ritenere plausibile un'originaria maggiore estensione longitudinale (almeno doppia rispetto all'attuale) della piana del Cabrizal in senso NE-SO .

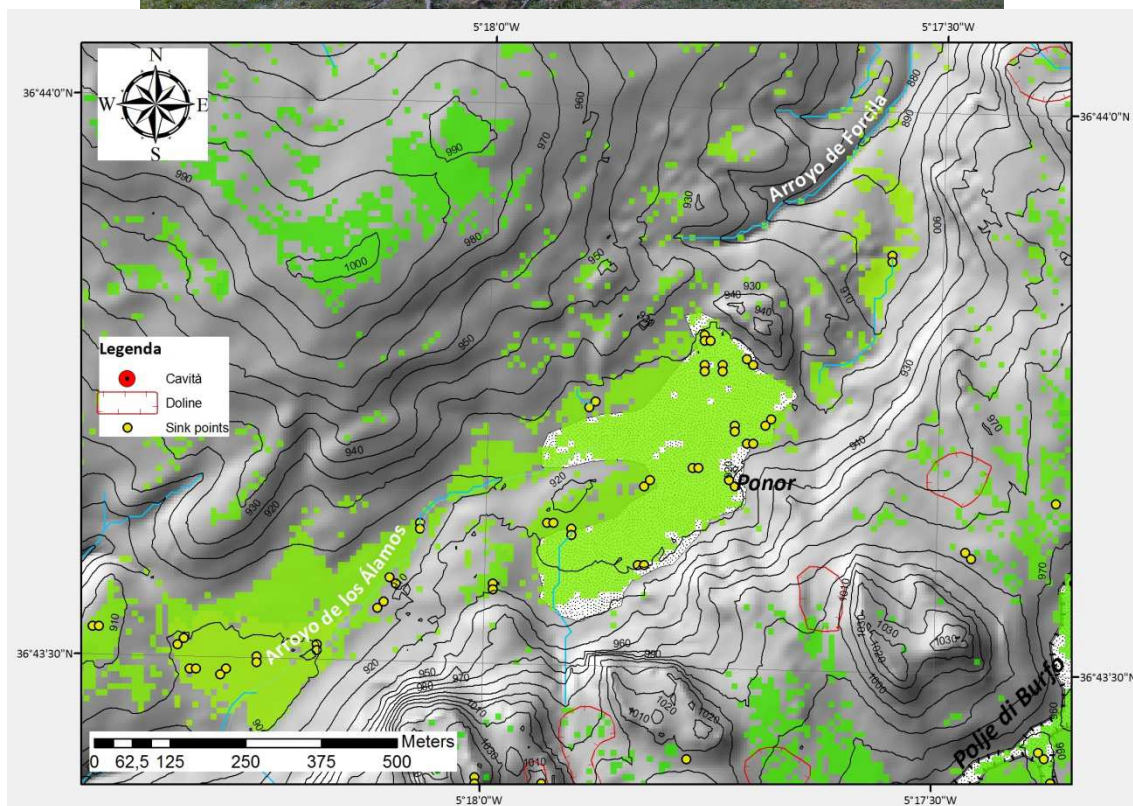


Fig. 5.69 *In alto*: immagine del versante occidentale del polje del Cabrizal. *In basso*: Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione della piana del Cabrizal con rappresentazione delle possibili paleosuperfici di corrosione a pendenza inferiore ai 5° e a scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da verde chiaro = più basso a verde scuro = più alto).

7. polje di Benaojan

Parametro morfometrico	Valore
Area	326830,2 m ²
Quota massima	547,3 m
Quota minima	519,5 m
Quota media	531,1 m
Asse maggiore	1440,7 m
Asse minore	320,5 m
Direzione media di sviluppo	16,8°

Tab. 5.20 Parametri morfometrici del polje di Benaojan.

Il polje di Benaojan corrisponde ad una depressione allungata in direzione NNE-SSO (fig. 5.70) e comprende, parzialmente, un livello superiore (posto a NO) dalla forma irregolare e dalla planarità imperfetta e corrispondente alla parte terminale della piana di Montejaque (fig. 5.71). Il livello inferiore si sviluppa invece per poco più di 1400 metri ed ha un'ampiezza massima di 320 metri (tab. 5.20). Come già rilevato, è il polje topograficamente più basso dell'intero Massiccio del Libar ed è chiaramente dislocato (fig. 5.10) da una serie di faglie normali longitudinali (genericamente di direzione NNE-SSO) e trascorrenti destre trasversali (specie nella porzione meridionale e con orientamento medio ESE-ONO). La planarità del fondo è pressoché completa ed esso risulta costituito (al di sotto di una coltre alluvionale di spessore ridotto) dai calcari marnosi e marne calcaree della Fm Capas Rojas che affiorano profondamente tettonizzate sul fianco occidentale. Un torrente con regime stagionale (l'arroyo Benaojan o Montejaque) lo incide debolmente e termina in una stretta valle, molto pendente e confluyente con quella principale del rio Guadiaro. Si tratta, evidentemente di un polje tettonico (o un polje aperto a valle *sensu* Bonacci, 2004) la cui evoluzione pare chiaramente legata all'evoluzione recente del vicino rio Guadiaro (cfr. 6), posto più ad E. Un inghiottitoio non più funzionale (Sima del Zuque) testimonia una configurazione originaria distinta da quella attuale (fig. 5.71). Delannoy e Díaz del Olmo (1986) rilevano la possibilità di un parziale inondamento del fondo da parte del corso torrentizio che lo incide (quand'esso è in fase di crescita). Durante le piene dell'arroyo, le numerose perdite laterali impediscono l'alluvionamento. Oltre al già citato inghiottitoio, vanno menzionate anche: la Cueva del Zuque (una condotta in pressione di grande importanza nella ricostruzione dell'evoluzione del polje stesso, fig. 5.72); la Cueva de la Estacion (descritta da Rodriguez Vidal *et al.*, 2008), un raro esempio di grotta in meandro e di notevole valenza nel definire l'assetto paleo-



Fig. 5.70 Immagine panoramica da O del fianco orientale del polje di Benaojan. Si noti, al centro, un'importante faglia normale con significativo rigetto verticale. In alto, a sinistra, la profonda incisione del polje del Algarrobo.

idrologico del rio Guadiaro; la Sima de Benaojan, un paleoponor il cui accesso è attualmente in posizione rilevata rispetto al fondo attuale in misura pari a circa 80 metri; infine, la sorgente di Benaojan, di natura vauclosiana e di elevato valore idrogeologico. Nonostante l'evidente natura tettonica del polje, non è da ritenersi definitiva e chiarita l'interpretazione morfoevolutiva. Secondo Delannoy e Díaz del Olmo (1986) l'assetto planare del fondo attuale (fig. 5.72) è incompatibile con la struttura ereditata di valle aperta e profondamente incisa in direzione del rio Guadiaro. In ragione di ciò essi rilevano estesi e spessi depositi prodotti da un imponente crollo sul versante occidentale del polje che avrebbe attuato come sbarramento naturale, consentendo l'alluvionamento del fondo ed il progressivo spianamento laterale.

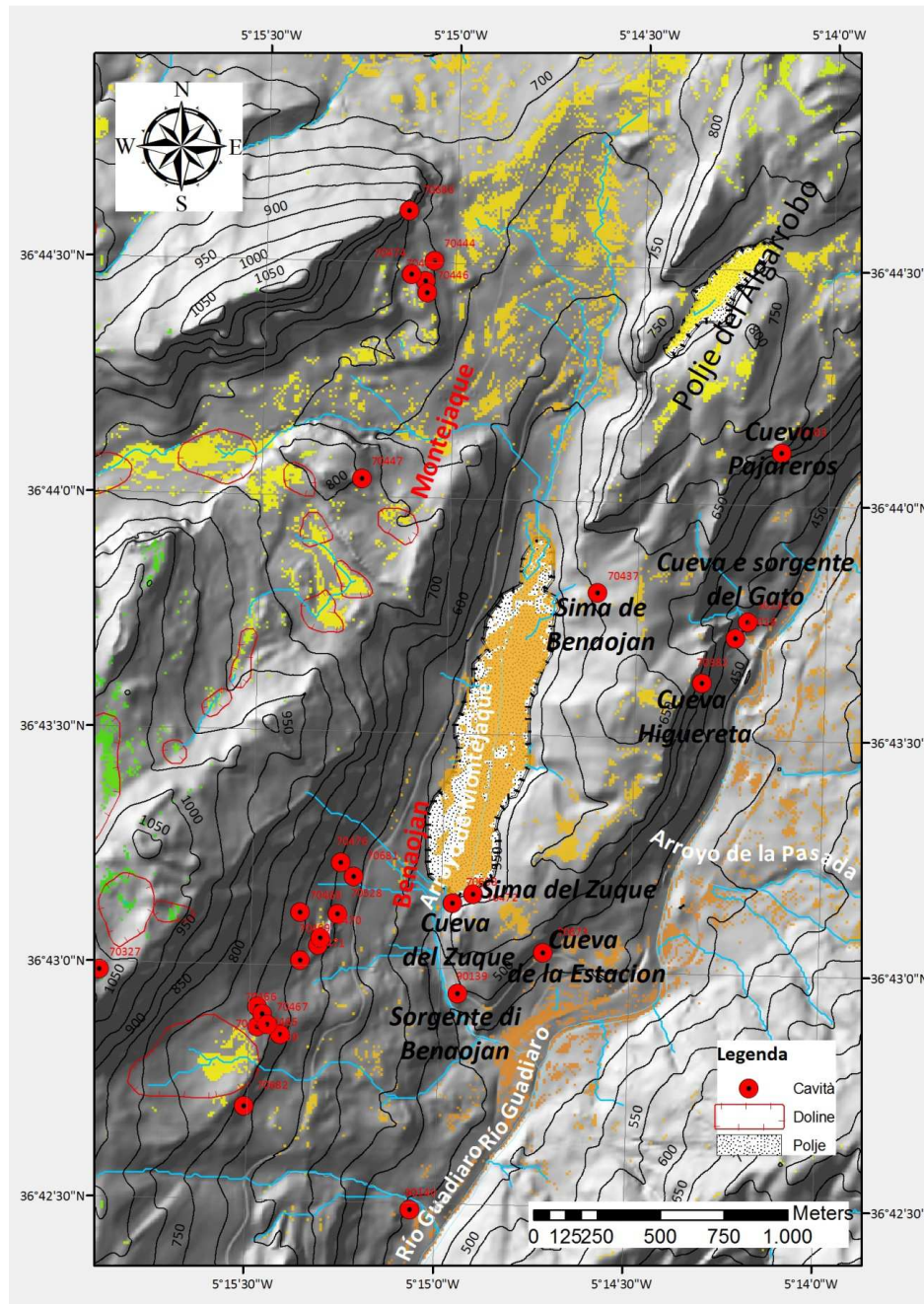


Fig. 5.71 Mapa schematica su *shaded relief* dell'estensione del polje di Benaojan con rappresentazione delle possibili paleosuperfici di corrosione superfici a pendenza inferiore ai 5° e a scala di colore variabile in funzione dell'altezza (verde chiaro = più alto, giallo = intermedio; arancione = più basso)



Fig. 5.72 A sinistra: immagine da N dello sviluppo a valle del polje di Benaolan con, sul fondo, la profonda incisione dell'omonimo arroyo. A destra: Sezione pressoché ellittica di un condotto a pressione fossile e rappresentativo dell'attuale accesso alla Cueva del Zuque (Benaolan).

8. polje de la Pileta (o polje Harilla)

Parametro morfometrico	Valore
Area	68671,2 m ²
Quota massima	685,7 m
Quota minima	617,7 m
Quota media	640,6 m
Asse maggiore	726,6 m
Asse minore	150,5 m
Direzione media di sviluppo	40,9°

Tab. 5.21 Parametri morfometrici del polje de la Pileta.

Questa piccola depressione carsica (tab. 5.21) si sviluppa per più di 700 metri in direzione NE-SO poco a Sud dell'omonima ed importante cavità (la Cueva de la Pileta) e sopraelevata di circa 240 metri rispetto al fianco idrografico destro del rio Guadiaro. Una faglia normale a medio angolo ne ribassa il margine sudorientale controllando anche lo sviluppo del fondo, debolmente pendente proprio verso SE (figg. 5.73). In questo settore esso risulta aperto sulla sottostante valle del rio Guadiaro, la cui dinamica evolutiva deve aver necessariamente determinato la strutturazione del polje stesso oltre che il suo scollegamento dal sistema drenante della Cueva de la Pileta. Secondo Delannoy (1998), la brusca verticalità del versante che taglia l'entrata della Cueva, oltre al fianco del polje stesso, sono successivi al funzionamento del sistema endocarsico della Pileta in regime inondato, cioè relativo ad una fase precedente all'approfondimento pleistocenico del Guadiaro. Il corso del fiume era posizionato ad una quota significativamente più alta ed il suo progressivo abbassamento ha determinato l'abbandono della rete endocarsica della Cueva e l'evoluzione (in senso verticale) della piccola depressione. Tale evoluzione deve essere stata agevolata dalla faglia normale che pone in contatto le marne calcaree del fondo (poco permeabili) con i calcari penibetici del fianco orientale e configurando un complessivo assetto tettonico tipo *semigraben* (fig. 5.74). Si tratta, pertanto, di un polje di origine tettonica. Evidentemente, l'evoluzione relativamente rapida e, soprattutto, l'assetto morfostrutturale di un piccolo *semigraben* non hanno consentito la formazione di significative superfici di corrosione relitte così come, d'altra parte, non è chiaramente visibile alcun inghiottitoio attualmente funzionale (il che, indubbiamente, sarebbe indicativo di un polje relitto).

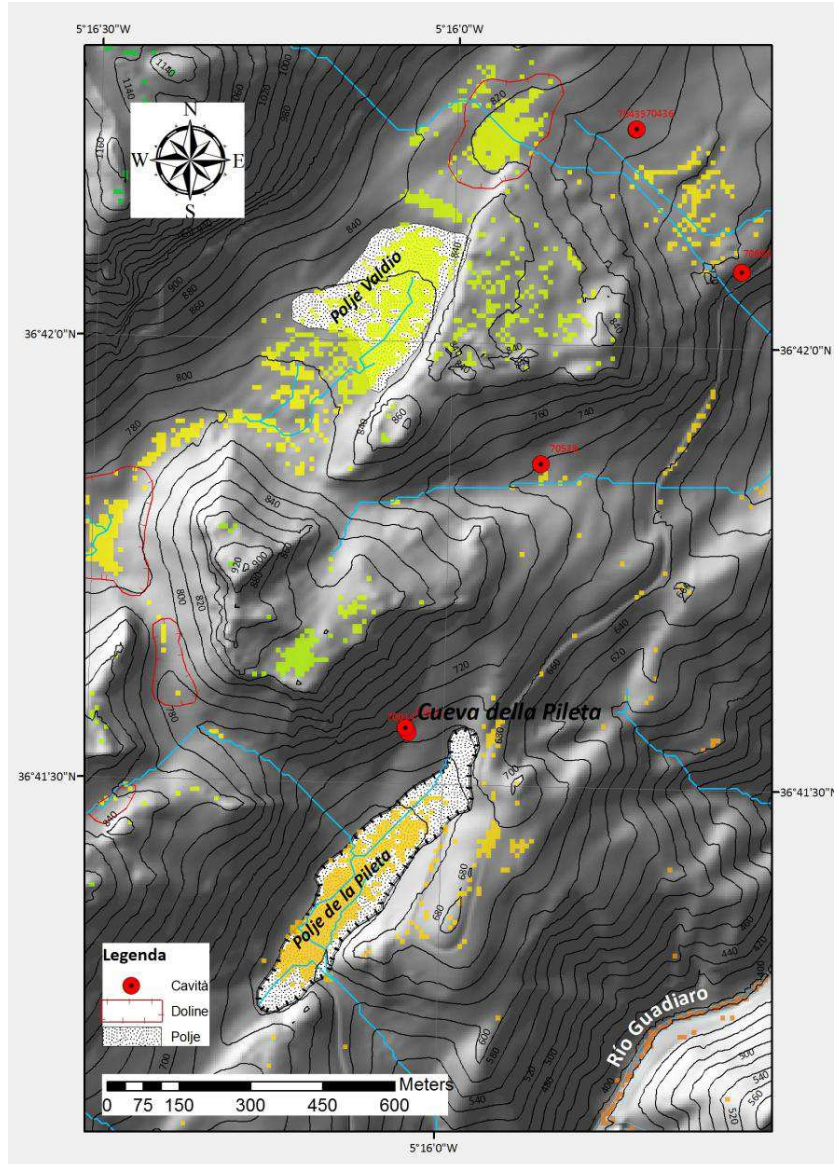


Fig. 5.73 *In alto*: panoramica da NE del polje de la Pileta. *In basso*: Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione dei polje de la Pileta e Valdio con rappresentazione delle possibili paleosuperfici di corrosione a pendenza inferiore ai 5° e a scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da verde chiaro = più basso a verde scuro = più alto)

9. polje Valdio

Parametro morfometrico	Valore
Area	64458,6 m ²
Quota massima	849,2 m
Quota minima	806,2 m
Quota media	820,5 m
Asse maggiore	376,2 m
Asse minore	271,3 m
Direzione media di sviluppo	48,6°

Tab. 5.22 Parametri morfometrici del polje Valdio.

Il polje Valdio rappresenta una depressione carsica di modeste dimensioni (tab.5.22), comparabili con quelle del vicino polje de la Pileta, quest'ultimo posto ad una quota di quasi 200 metri inferiore. Ha uno sviluppo marcato in senso NE-SO e, come il polje attiguo, ha una caratteristica struttura in semifossa controllata tanto da una tettonica di tipo distensivo, quanto dalla particolare disposizione dei calcari marnosi della Fm Capas Rojas che affiorano ad alto angolo sul fondo (fig. 5.74). La sua evoluzione morfostrutturale è analoga e, secondo Delannoy (1998), coeva a quella del polje de la Pileta. Non sono segnalati in letteratura importanti inghiottitoi ma il rilievo fotogeologico ha consentito l'individuazione di una presunta perdita all'estremo occidentale.



Fig. 5.74 Immagine del fianco occidentale del polje Valdio.

10. polje del Algarrobo

Parametro morfometrico	Valore
Area	49282,1 m ²
Quota massima	761,9 m
Quota minima	728,9 m
Quota media	739,3 m
Asse maggiore	566,2 m
Asse minore	185,9 m
Direzione media di sviluppo	29,7°

Tab. 5.23 Parametri morfometrici del polje del Algarrobo.

Situato in una stretta depressione allungata in direzione NNE-SSO nell'estremo nordorientale del Massiccio del Libar (lungo l'allineamento di pari direzione dei rilievi Mures, Algarrobo e Las Canchas), il polje dell'Algarrobo è una macroforma carsica di dimensioni contenute (tab. 5.23), aperta su due lati (fig. 5.75), rispettivamente a O sulla valle del Benaogan (con una vistosa incisione nei calcari giurassici) e ad E sulla valle del rio Guadiaro. Ha un fondo con debolissima pendenza verso SO, una pressoché totale planarità e risulta scolpito sulle marne calcaree della Fm Capas Rojas in netto contatto (ben visibile sul margine occidentale) con i calcari oolitici della Formazione Torcal e con una generale immersione verso SE (fig. 5.76). I due fianchi (occidentale ed orientale) si raccordano abbastanza bruscamente con il fondo piano, risultando controllati da una serie di lineazioni tettoniche di direzione da NE-SO a NNE-SSO. Non vi sono evidenze (dall'ispezione sul campo) di ponor attivi, eccezion fatta per un possibile ponor nel settore nordorientale (con i caratteri di un'originaria *estavelle* quanto a posizione ed a morfologia) né tracce di importanti incisioni torrentizie attuali. In fig. 5.76 si può apprezzare la presenza poco a S del fondo attuale (e compresa tra i 770 ed i 780 m, ovvero circa 40-50 m rispetto ad esso) di un'estesa superficie piana anch'essa con al fondo i calcari marnosi della Fm Capas Rojas pure immergenti verso SE. Tale superficie, genericamente sviluppata verso NE, evolve sul fianco meridionale in una relativamente stretta e pronunciata incisione sugli strati marnosi, drenando le acque superficiali verso la zona de las Canchas (il rilievo leggermente spianato che costituisce il margine orientale del polje di Benaogan). Questi indizi potrebbero avvallare l'ipotesi di una paleosuperficie e di un paleofondo del polje situato intorno ai 770-780 metri. Significativamente, sul versante opposto (tra le isoipse 750 e 760), si osserva un piccolo lembo di superficie a debole inclinazione (fig. 5.76). Esso potrebbe rappresentare un'ulteriore paleosuperficie, eventualmente più recente rispetto alla prima, così come tale potrebbe essere la zona pianeggiante posta ad E del termine nordorientale del fondo ed attualmente catturata idrograficamente dal sottostante Guadiaro. E' evidente che, pur controllato dalla tettonica, l'assetto morfostrutturale attuale del polje del Algarrobo lo rende una forma esocarsica relitta e, dunque, scollegata dal restante sistema endocarsico. Dal punto di vista idrologico esso potrebbe rientrare nella categoria dei polje aperti a monte e a valle *sensu* Bonacci, 2004). La sua evoluzione, in definitiva, deve essere necessariamente relazionata a quella del vicino polje di Benaogan, al riadeguamento dell'assetto idrologico di tale polje a seguito della strutturazione del sistema endocarsico Hundingero-Gato (cfr.6) e, ovviamente, alle variazioni quaternarie del livello di base del rio Guadiaro.



Fig. 5.75 Immagine da NE del polje del Algarrobo. Si noti, sul fondo, la stretta gola d'incisione e, a sinistra e rilevata rispetto ad essa, la possibile paleosuperficie di corrosione.

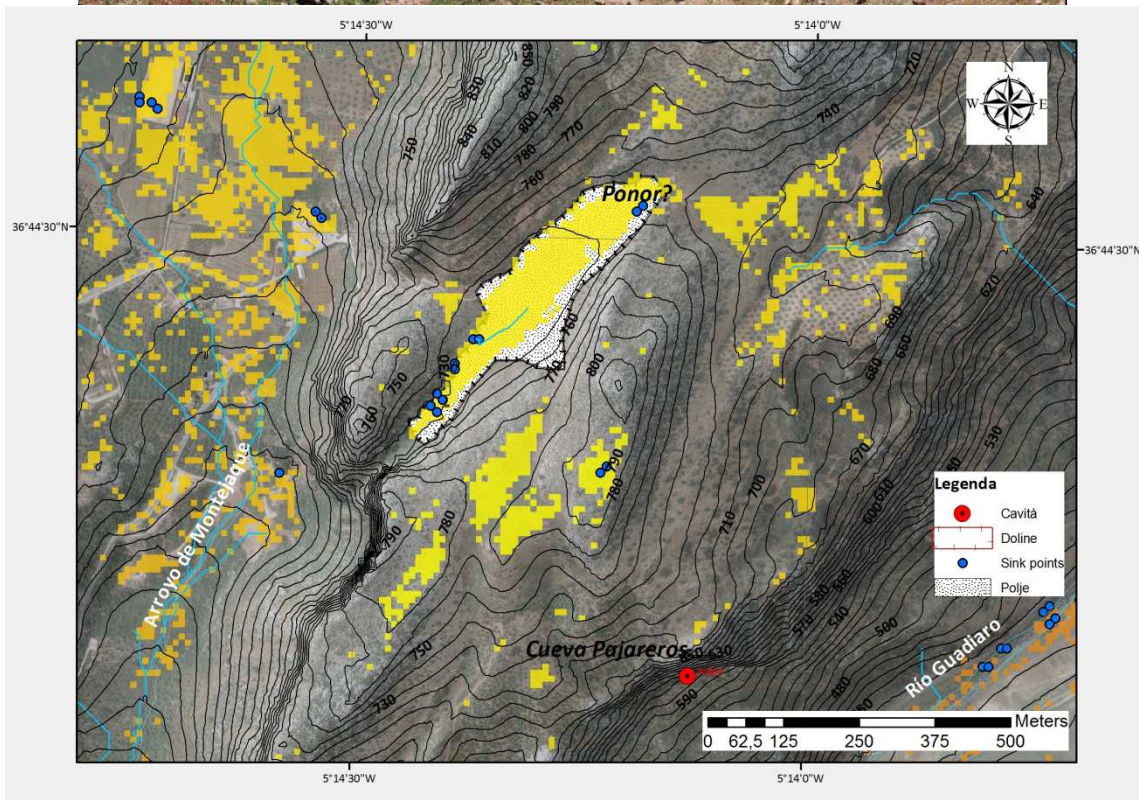


Fig. 5.76 *In alto*: panoramica da NE del fondo del polje del Algarrobo. *In basso*: Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione del polje del Algarrobo con rappresentazione delle possibili paleosuperfici di corrosione a pendenza inferiore ai 5° e a scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da arancione = più basso a giallo = più alto).

11. polje di Mures

Parametro morfometrico	Valore
Area	890183,7m ²
Quota massima	781,2 m
Quota minima	729,9 m
Quota media	754,5 m
Asse maggiore	2115,1 m
Asse minore	1023,6 m

Tab. 5.24 Parametri morfometrici del polje di Mures.

Si tratta di una depressione complessa, dalla morfologia irregolare (per lo meno nel settore sudorientale) ed articolata in almeno due livelli principali (presumibilmente originariamente collegati), separati da una soglia pianeggiante intermedia leggermente sopraelevata rispetto ad essi. La porzione settentrionale (fig. 5.77), è allungata in senso N-S per oltre un kilometro (tab. 5.24) e definisce una conca endoreica sviluppata sui litotipi flyschoidi dell'Unità Mauritanica (il già citato Flysch di Algeciras). Questi sono posti in contatto bruscamente (e con una chiara tettonica sovrascorrente) con il fianco sudoccidentale del Peñon de Mures, ultimo rilievo carbonatico penibetico dell'estremo NE del Massiccio del Libar. Sul margine nordoccidentale di tale rilievo si rileva, in netta discordanza angolare con i calcari penibetici del Mures, la presenza delle calcareniti e dei conglomerati pressoché indeformati delle formazioni postorogeniche (cfr. 2.b2.4). In particolare, come già correttamente osservato da Delannoy (1989), le calcareniti del Tortoniano - Messiniano delle Formazioni La Mina e Setenil, in discordanza sui calcari giurassici penibetici, consentono di attribuire alla superficie strutturale del Peñon de Mures (rilievo monoclinale con strati molto inclinati) un'età almeno pari a quella delle stesse formazioni post-orogeniche. A riprova di ciò, la parte alta di tale rilievo (fig.5.78) è caratterizzata da uno spianamento parziale ed una carsificazione superficiale relativamente importante. Il fondo del livello alto del polje è leggermente irregolare, inciso da un solco torrentizio trasversale i cui apporti alloctoni confluiscono in corrispondenza di una zona depressa sul fianco centrorientale (Puerto de la Calerilla). La natura ed evoluzione di questo bacino è da porre strettamente in relazione con l'evoluzione del drenaggio superficiale del rio Gadaures e con le fasi di abbassamento del livello del Guadiaro e la conseguente cattura carsica del primo attraverso il sistema endocarsico Hundidero-Gato. Per tali ragioni è possibile classificare questo livello superiore della complessa depressione di Mures come un polje marginale, attualmente catturato a E da un tributario dell'arroyo Cupil (fig. 5.77).

Il livello inferiore (fig. 5.78), ha, invece, un fondo chiaramente piano, aperto a monte e a valle e controllato sul fianco N e S da due lineazioni tettoniche importanti ad andamento rispettivamente ONO-ESE e ENE-OSO. Tale fondo è costituito da marne, marne calcaree ed arenarie appartenenti (come nel livello più a NO) al Flysch di Algeciras. Già Delannoy (1998) attribuisce la profonda incisione a valle scavata nel rilievo penibetico ad una fase sicuramente post-Tortoniana ed ipotizza, pertanto, un'età pliocenica per il fondo piano di questo settore del polje (posto ad una quota media di 740-750 m). Fondamentale per il quadro descrittivo dell'evoluzione dell'area (cfr. 6) è rilevare sul margine sudoccidentale (prossimo alla profonda depressione dell'Hundidero) un inghiottitoio non più funzionale (Sumidero de la Calera), probabilmente relazionata ad una fase in cui il rio Gadaures (provenendo da SO) inondava il livello più basso del polje di Mures prima di perdersi nella depressione dell'Hundidero stesso.



Fig. 5.77 Immagine d'insieme da NO del livello superiore del polje de Mures.

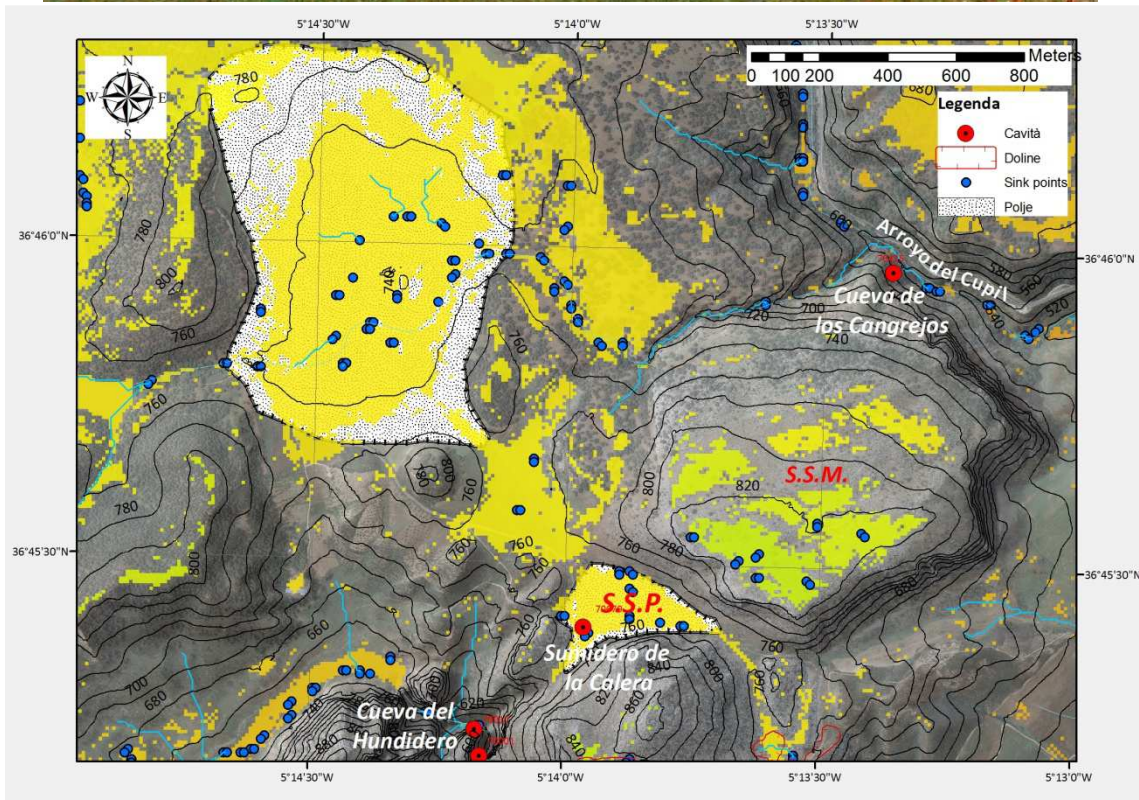


Fig. 5.78 *In alto*: fondo del polje de Mures ripreso da SO. Si noti, sulla sinistra il rilievo penibetico (con al tetto la superficie di spianamento tortoniana) e al centro, sullo sfondo, la profonda incisione del paleocorso del Gaduares. *In basso*: Mappa schematica su *shaded relief* dell'estensione del polje de Mures con rappresentazione di possibili paleosuperfici a pendenza inferiore ai 5° e a scala di colore variabile in funzione dell'altezza (da arancione = più basso a giallo = più alto). S.S.M. = superficie di spianamento messiniana; S.S.P. = superficie di spianamento pliocenica.

5.c Dati relativi all'endocarsismo

5.c1 Inventario delle cavità endocarsiche di maggior rilevanza

Alla notevole e molteplice varietà di morfologie esocarsiche (polje, doline, karrenfield, ecc.) dell'intera Serrania de Grazalema corrisponde un apparato endocarsico altrettanto articolato ed rilevante, conosciuto tanto in Spagna come nel resto del mondo. Di fatto, assieme alla vicina Sierra de las Nieves (in provincia di Malaga), la zona oggetto del presente studio è stata (e lo è tutt'ora) oggetto di un'intensa e storicamente importante attività esplorativa da parte dei gruppi speleologici locali. Inoltre, accanto all'evidente interesse geomorfologico e speleogenetico, vi è pure un forte richiamo archeologico, in ragione della significativa presenza di resti litici paleolitici e, aspetto ancor più rilevante, di pitture rupestri (come nel caso della Cueva de la Pileta, Benaolan). La maggior parte delle cavità dell'area mostra uno sviluppo prevalentemente verticale, specialmente nei rilievi più a settentrione dei massicci del Libar e di Grazalema, oltre ad un chiaro controllo strutturale (cfr. 5.a4). Molte di queste grotte raggiungono dislivelli superiori ai 200 m presentando, da un lato, numerose evidenze di significativo concrezionamento e definendo, dall'altro, il loro carattere attualmente funzionale. Complessivamente nell'area di studio sono localizzate almeno 200 cavità, esplorate ed inserite in parte nel catasto regionale andaluso dai gruppi speleologici (locali e non), naturalmente non tutte di eguale importanza tanto in termini di sviluppo e progressione speleogenetica, quanto di interesse scientifico.

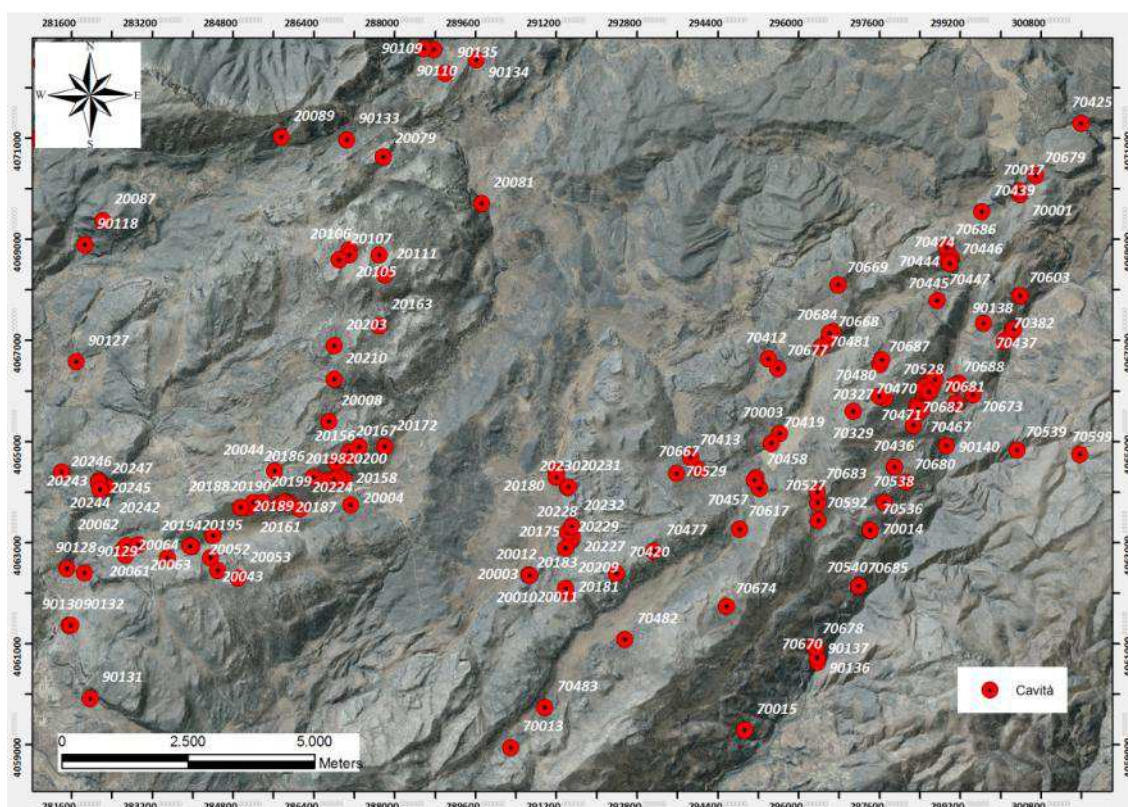


Fig. 5.79 Mappa delle cavità (e relativo numero di catasto dell'inventario regionale) comprese entro l'area del presente studio.

Nel contesto del Massiccio di Grazalema, la Sierra dell'Endrinal presenta numerosi inghiottitoi e cavità, per quanto di sviluppo endocarsico totale modesto. Solo la Cueva del Peñón Grande (o della Fuente Mahón, 20079) con 300 metri di lunghezza e 50 metri di dislivello ha una certa im-

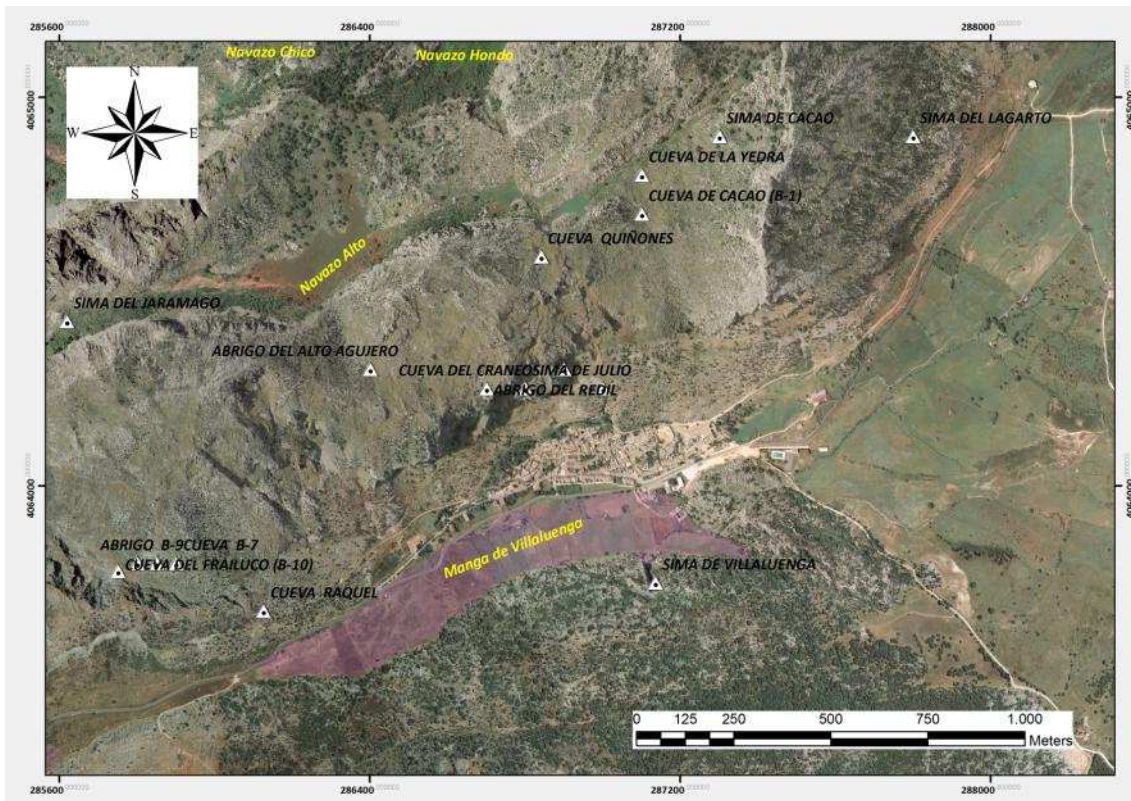


Fig. 5.80. *In alto*: ubicazione delle numerose cavità nella zona di Villaluenga del Rosario. *In basso*: a sinistra, sezione verticale di sviluppo della Sima de Villaluenga (Gomez e Barea, 2000), nell'omonimo polje; a destra, marmitte di evorsione sul fondo inciso del canale di deflusso al ponor.

portanza, anche in virtù di rinvenimenti archeologici di età paleolitica (Giles *et al.*, 2003). Nel paesaggio nivocarsico del Simancon e del Reloj, sono poi riconoscibili una grande quantità di pozzi a neve (Sima del Pinarejo, KL2, KL3, KL4 e KL6, rispettivamente 20080, 20105, 20106, 20107 e 20111), spesso con concrezioni utili a datazioni isotopiche (Rodriguez Vidal *et al.*, 1998; Rodriguez Vidal *et al.* 1999). Passando più a Sud, gli inghiottitoi attivi dei polje del Navazo Alto, Hondo e Chico hanno destato un recente interesse speleologico (si veda la fig. 5.23), specie per il notevole sviluppo verticale e la possibilità di ulteriori ramificazioni. La Sierra del Caillo presenta un notevole numero di cavità, alcune anche molto note (Sima de Cacao, 20005). Tuttavia, nel contesto del Massiccio di Grazalema, è la **Sima de Villaluenga** (20004) che, ubicata sul fianco meridionale dell'omonimo polje (fig. 5.80), è stata oggetto di importanti studi esplorativi.

L'ingresso, molto ampio e posto a 840 metri di quota, si sviluppa a favore di una frattura legata ad una faglia trascorrente destra di direzione NNO-SSE. Il ponor mostra evidenti tracce erosive (solchi e marmitte di evorsione) incise nei calcari soggiacenti dal canale di deflusso principale. La cavità ha più di 250 metri di profondità ed un tratto iniziale con pozzo unico di 54 metri (Pedroche e Mendoza, 1992). La portata in ingresso proviene dal canale del fondo del polje e può superare i 6 m³/s, mentre in uscita raggiunge una sorgente nei pressi di Ubrique (Cadice) a 360 m di quota (Delannoy e Díaz del Olmo, 1986; Santiago e Pedroche, 2000). Va menzionata pure la presenza di abbondanti resti archeologici tanto sul fondo del polje quanto nei pressi della bocca d'entrata del ponor, associabili ad un'industria litica del Paleolitico inferiore (Giles *et al.*, 2003).

E' tuttavia nell'ambito del Massiccio del Libar che si localizzano i sistemi endocarsici più rilevanti, soprattutto in relazione al loro significato speleogenetico ed al loro legame con lo sviluppo e l'evoluzione dei sistemi carsici del Massiccio stesso.

Nel settore occidentale, la **Sima del Republicano** (o del Cabo de Ronda, 20010) è uno degli inghiottitoi attivi più emblematici dell'intero Massiccio. La sua entrata ha dimensioni inferiori rispetto a quella del ponor di Villaluenga, così come il complesso endocarsico ha uno sviluppo verticale pure minore (il fondo coincide con un lago-sifone sotterraneo a -202 metri dalla bocca d'entrata) ed una pendenza relativamente dolce. Tale complesso presenta un numero elevato di condotti attivi, esplorati e cartografati in dettaglio da Pedroche e Mendoza (2000).

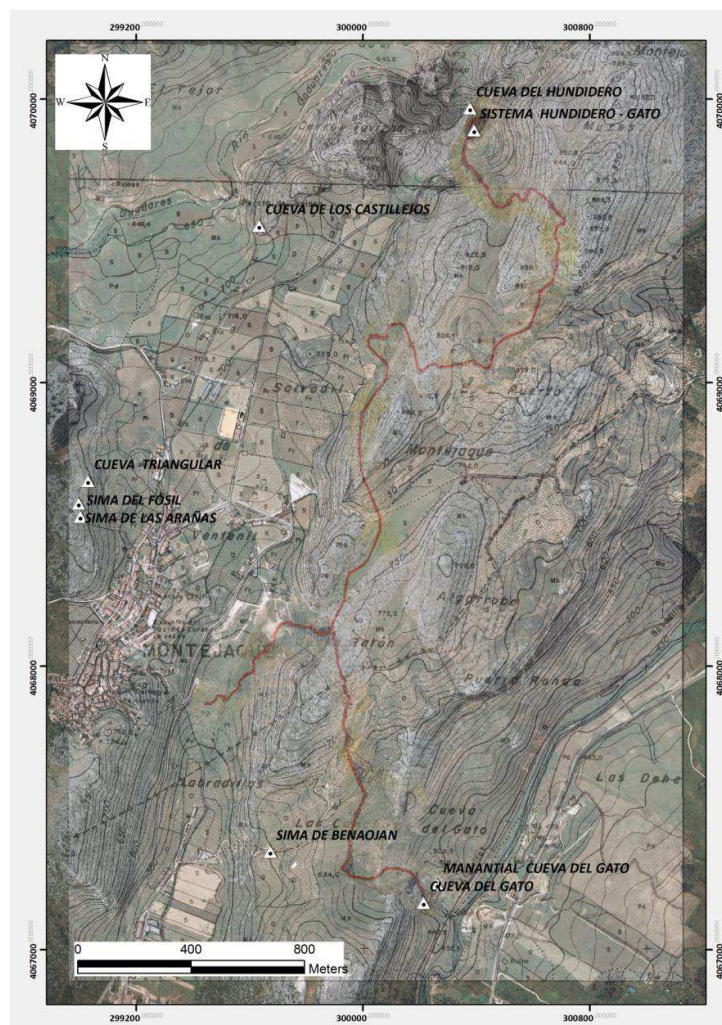


Fig. 5.81. Mappa del sistema Hundidero-Gato in trasparenza su ortofoto e localizzazione delle cavità della zona.

Il sistema più importante dell'intera area di studio è situato nel settore nordorientale della Sierra de Libar e coincide con il **Sistema Hundedero-Gato** (70001). Esso possiede due bocche di considerevoli dimensioni (fig. 5.81), localizzate nei comuni di Montejaque (la superiore, nota come Hundedero, a 593 m s.l.m.) e di Benaoján (la inferiore, meglio nota come Cueva del Gato, a 423 m s.l.m.), ed è riconosciuta come una delle principali cavità dell'intera Andalusia (Durán e Vazquez, 2008). Negli anni '10 del secolo scorso fu oggetto di intensi studi volti alla realizzazione di una grande diga (la *Presa de los Caballeros*) destinata a creare un invaso artificiale per lo sfruttamento idroelettrico delle acque del río Gadares (o Campobuche) prima che queste si infiltrassero nella bocca dell'Hundedero (fig. 5.82). La costruzione della diga ebbe luogo tra il 1922 ed il 1927 (Alvarez e Arias, 1992) ma i lavori furono infine abbandonati per l'impossibilità di ottenere l'invaso completo, essendo numerose, infatti, le perdite laterali lungo il contatto con i calcari penibetici del monte Tavizna nei pressi dello sbarramento. Numerose sono state le esplorazioni speleologiche del complesso, già a partire dagli anni '60 del secolo scorso (GEOS, 1968) e fino a tempi relativamente più recenti.



Fig. 5.82. In alto: visualizzazione 3D dell'estensione areale del Sistema Hundedero-Gato. In basso: a sinistra, Cueva del Gato; a destra, Hundedero.

Il Sistema Hundedero-Gato (figg. 5.81 e 5.82) attraversa la sequenza giurassico-cretacea penibetica dell'estremo nordorientale della Sierra de Libar, settore, questo, abbondantemente piegato e fratturato. Gli assi delle pieghe hanno direzione NE-SO e le fratture principali corrispondono a faglie normali con generica direzione N-S. La serie stratigrafica comprende un potente spessore

acquifero di rocce carbonatiche giurassiche (500 m), incluso tra un substrato triassico impermeabile ed una copertura di marne e marne calcaree cretacee (Fm Capas Rojas). Il Sistema ha una lunghezza complessiva di circa 8 km ed una pendenza media del 4.0%. Può essere considerato come un grande canyon fluviale sotterraneo, con abbondanti morfologie erosive e deposizionali proprio di ambienti fluviali, funzionali solo in epoca di piena. Nonostante questi tratti distintivi chiaramente fluviali, esistono evidenze di un funzionamento iniziale in regime freatico, favorito dall'acquiclide delle marne cretacee della sinclinale del rio Guadiaro, le quali confinavano l'acquifero stesso (Rodríguez Vidal *et al.*, 2008). Il Sistema deve parte della sua genesi e del suo funzionamento alle numerose infiltrazioni del rio Gadaures, alimentato dai suoi tributari che drenano le colline arenacee della zona settentrionale della Sierra de Libar (Sierras Peralto, Cumbres ed Alcornocales). Presenta complessivamente tre livelli di carsificazione, tra i quali l'intermedio è quello con maggior sviluppo e progressione speleologica (dalla bocca dell'Hundidero fino all'uscita della Cueva del Gato). Il livello superiore, rappresentativo delle tappe iniziali della cavità, appare attualmente non più funzionale, mentre quello inferiore permane in regime inondato e funziona da collettore/emissore d'acqua a seconda del regime di carico idraulico in cui si trova periodicamente il sistema. Nel suo ultimo tratto si osserva un brusco cambio nella direzione di sviluppo della cavità (quasi interamente orientata secondo una generica direzione N-S per poi passare a O-E) con caratteristica di condotta in pressione. A tale cambio di direzione si associa, esternamente, la presenza di una faglia normale che ribassa la zona de las Canchas (ovvero il rilievo che rappresenta il margine orientale del polje di Benaolan). Nei pressi della bocca d'uscita si localizzano una serie di sorgenti (con regime di emissione permanente o stagionale) che raggiungono l'esterno della bocca d'entrata della Cueva del Gato situata 20 metri più in alto rispetto al corso attuale del río Guadiaro. La rete speleologica Hundidero-Gato corrisponde, come già osservato, alla giustapposizione del tracciato sotterraneo del rio Gadaures (presumibilmente catturato dal suo corso superficiale già nel Pliocene o Pleistocene inferiore, Gracia, 2008) nonché di alcuni condotti carsici originati da una parte dei flussi idrici sotterranei provenienti dall'alimentazione autoctona dell'acquifero carsico del Massiccio del Libar. Attualmente, dopo la costruzione ed il successivo abbandono della diga de los Caballeros, l'intera alimentazione del sistema avviene per via sotterranea: una parte (approssimativamente il 40% del totale della portata in uscita dalla bocca del Gato) si infila nel bacino dell'invaso; la restante parte è prodotta dall'infiltrazione diretta sull'acquifero (fig. 5.83).



Fig. 5.83 L'invaso artificiale del Gadaures nei pressi della diga de los Caballeros (all'estrema sinistra della foto). Fonte immagine: rete.

Andreo *et al.* (2004) e Jiménez *et al.* (2004b) hanno confermato, attraverso un tracciamento multiplo, che parte delle portate drenate dal Gato si infiltra nel vicino polje di Pozuelo con velocità di transito pari a 90 m/h. Nel periodo di magra, la circolazione idrica nel sistema ha luogo solo nel suo livello inferiore e raggiunge il livello intermedio in prossimità della bocca del Gato prima di uscire all'esterno. Durante le piene, la circolazione idrica raggiunge una porzione rilevante del livello intermedio. La portata media della sorgente del Gato è di 1,5 m³/s, con punte di 20 m³/s (Durán *et al.*, 2005). Benavente e Mangin (1984) hanno confermato, mediante una completa analisi degli idrogrammi, l'elevato grado di carsificazione funzionale dell'intero sistema. Nonostante la scarsità di speleotemi all'interno di quest'ultimo, in letteratura vi sono indicazioni di alcune significative datazioni geocronologiche. Delannoy (1987 e 1989) ha fornito importanti dati (fig. 5.84) relativi al livello superiore (con età delle concrezioni campionate superiori ai 350.000 anni B.P.) ed a quello intermedio (pari a circa 80.000 anni B.P.). Durán (1996) e Durán e López Martínez (1999) apportano nuove datazioni appartenenti ad una sequenza mista detritico-speleotemica di un deposito prossimo alla Sala de las Dunas, settore attiguo al ramo terminale del sistema. Tali autori ritengono che dovette esistere una fase di concrezionamento correlabile con lo stadio isotopico caldo 5 (della curva di isotopica dell'ossigeno di Shackleton e Opdyke, 1973), una fase successiva di alluvionamento (presumibilmente legata alla fase fredda dello stadio 4) ed una fase di concrezionamento speleotemico corrispondente alla transizione tra gli stadi 3 e 2.

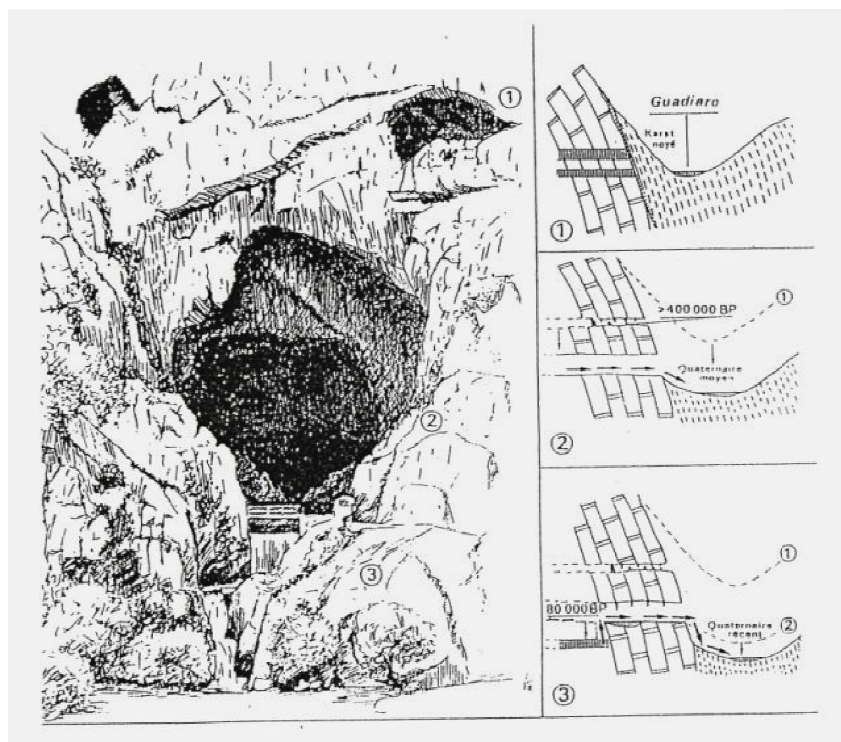


Fig. 5.84 Sbocco del Sistema Hunderido-Gato ed evoluzione (con relativa datazione isotopica) dei livelli superiore (1), intermedio (2) ed inferiore (3) secondo Delannoy (1989).

Lo sbocco del sistema, coincidente con la Cueva del Gato, presenta varie paleosorgenti posizionate a quote diverse rispetto a quella attuale (fig. 5.85) e, data la sua caratteristica morfologia, potrebbe coincidere con una sorgente di tipo *vauclosiano* (Gracia, 2008). Tali paleosorgenti sono distribuite su vari livelli: +46.5 m, +45.5 m, +44.0 m, +42.5 m, +20 m, +9.5 m e +8 m rispetto al corso attuale del río Guadiaro. Secondo Rodríguez Vidal *et al.* (2008), l'evoluzione di questo sistema può aver avuto inizio a partire da una rete sotterranea iniziale con flusso controllato da condotti fratturati, rettilinei od intrecciati in modo semplice, e con un *pattern* di sviluppo vincolato alla stratificazione (caratterizzata da una direzione di immersione pronunciata



Fig. 5.85 Paleosorgenti posizionate in corrispondenza della Cueva del Gato. Legenda: la linea bianca discontinua indica il contatto stratigrafico tra i calcari giurassici della Fm Endrinal e le marne calcaree cretacee della Fm Capas Rojas; la linea bianca continua segnala i livelli altimetrici delle paleosorgenti rispetto al corso attuale del río Guadiaro; la linea rossa corrisponde agli indicatori geomorfici delle paleosorgenti; l'ellisse rossa evidenzia il condotto fossile principale.

e con rapidi innalzamenti e cali del flusso idrologico). Le sorgenti dovettero inizialmente essere controllate da fattori allogeni, come la velocità di abbassamento della rete fluviale del Guadiaro e le barriere esterne impermeabili (marne calcaree della Fm Capas Rojas). La vincolazione di tale sistema endocarsico al río Guadiaro e la rapida evoluzione temporale di entrambi verso un progressivo abbassamento topografico hanno favorito l'impostazione di un sistema inizialmente freatico e profondo che, a seguito dell'approfondimento dei suoi livelli idrologici, si è convertito in vadoso, ampliando le sue gallerie principali per gravità. La connessione fluviale tra il Gaduares ed il río Guadiaro, nella bocca de Gato, si ottiene con un salto verticale di quasi 10 metri, con un dislivello che non si è ancora ripercosso morfologicamente sul sistema fluviale sotterraneo. Attualmente, il Gaduares è ancora sopraelevato ed ha una tendenza all'incassamento erosivo, per ribassare il letto a 9,5 metri nel Gato e 28 metri nell'Hundidero (Rodríguez Vidal *et al.*, 2008).

La **Cueva de la Pileta** (70536) è un'altra grande cavità localizzata nell'estremo orientale del Massiccio del Libar a poco meno di 3 km dalla località di Benaoján (fig. 5.79) ed a circa 350 metri rispetto all'attuale letto del río Guadiaro. Sviluppata nella successione giurassica penibetica cui più volte si è fatto riferimento, è una delle poche grotte andaluse a tracciato prevalentemente suborizzontale ed è situata ad un'altezza relativamente elevata, testimonianza di un'evoluzione morfologica relativamente recente (Duran e Vazquez, 2008). La sua origine è attribuita ad un antico sistema di drenaggio sotterraneo, attualmente slegato dalla configurazione idrologica originaria e dislocatosi a seguito dei movimenti tettonici della Sierra de Libar ed al più volte ricordato calo del livello di base del Guadiaro (Delannoy, 1999). Tale grotta rappresenta, dunque, in tutto e per tutto un notevole esempio di paleodrenaggio carsico. Complessivamente, si presenta come una cavità inattiva, praticamente secca, salvo per la presenza di alcuni piccoli bacini d'acqua alimentati per infiltrazione e sgocciolamento. La progressione speleologica della grotta si caratterizza per un paio chilometri totali di gallerie, articolandosi in sale e pozzi raggruppabili in due paleolivelli tra loro comunicanti, uno superiore corrispondente al livello dell'ingresso attuale (con un profilo longitudinale ascendente e terminante in un pozzo profondo 50 metri, anche noto come la Gran Sima) ed uno inferiore posto a 15-20 metri più in basso dell'anteriore. Numerose sono le gallerie in regime di condotta forzata, dal contorno ellittico ed indicative di un flusso a pieno carico. Più generazioni di speleotemi sono state descritte ed interpretate da Duran (1996) e da Delannoy (1998): un primo gruppo di potenti colonne e colate biancastre, senili, successivamente parzialmente erose; un secondo gruppo di concrezionamenti corrispondente ad incrostazioni stalagmitiche (ancora attive in epoca di pioggia) e a stalattiti allineate lungo le

discontinuità di strati o fratture. Datazioni cronologiche assolute effettuate su alcuni campioni di colonne stalagmitiche interne alla cavità definiscono la crescita di alcune delle generazioni di speleotemi durante gli stadi isotopici caldi 7 (Pleistocene medio), 5 (Pleistocene superiore) ed 1 (Olocene) (Duran, 1996). Delannoy (1999) campiona e data, in aggiunta, la generazione di speleotemi più antichi, ottenendo età superiori ai 350.000 anni B.P..

Nell'evoluzione speleo-morfologica della Cueva de la Pileta è possibile distinguere vari stadi evolutivi. Il primo ha luogo in condizioni di regime inondato, in cui le gallerie corrispondevano ad un paleodrenaggio carsico che sfociava vicino all'antico letto del fiume Guadiaro (alla quota di 750-800 metri s.l.m.) (Gracia, 2008). Successivamente, nel Pleistocene Superiore, il fondo del fiume si approfondisce verso l'attuale posizione, lasciando inattiva la grotta (Delannoy, 1999). Tale assetto morfologico trasforma la grotta in zona di transito delle acque di infiltrazione vadosa dirette alla zona satura, ciò contribuendo alla formazione di gran parte degli speleotemi che oggi decorano la cavità. Dopo due generazioni speleotemiche, si produce un'occasionale circolazione idrica a pieno carico capace di eroderle, probabilmente legata ad un brusco cambio delle condizioni climatiche. Infine ha luogo il definitivo abbandono della rete speleologica della grotta da parte dei flussi a pieno carico, ciò consentendo la deposizione di una terza generazione di speleotemi, anteriori all'occupazione umana datata al Paleolitico Superiore (Delannoy, 1999).

La Cueva de la Pileta, infatti, oltre a rappresentare un importante elemento di interesse speleologico e geomorfologico, si caratterizza pure per più di 500 metri di gallerie adornate di pitture rupestri (fig. 5.86). Il loro studio ha consentito a Sanchidrián (1986) di distinguere cinque fasi di occupazione umana e di rappresentazione pittorica relazionate a due periodi, il Paleolitico superiore ed il Neolitico.

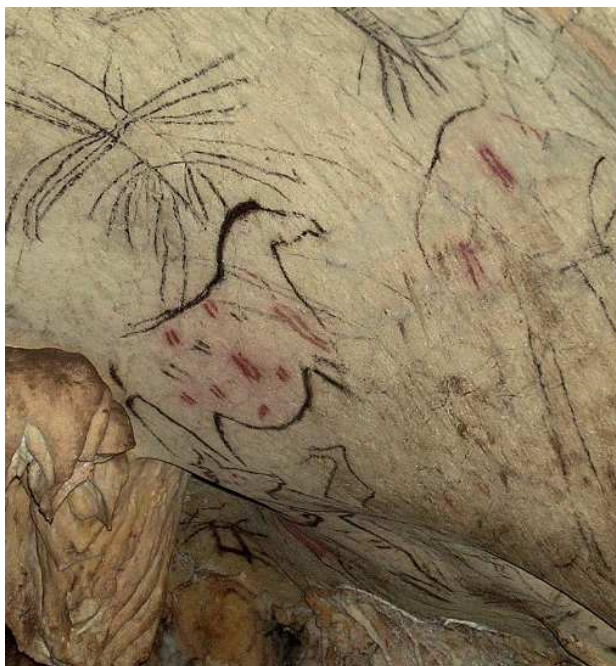


Fig. 5.86 “La cavalla gravida” (*Yegua Preñada*), Cueva de la Pileta (foto: Archivo Cueva de la Pileta, da Calaforra e Berrocal, 2008).

5.d Idrogeologia

Il carattere funzionale dell'apparato endocarsico della Serrania de Grazalema mostra evidenti implicazioni pratiche di tipo idrogeologico. Nella zona Nord del Massiccio di Grazalema (El Pinar, Endrinal, Ubrique) risultano censite più di 45 sorgenti con un apporto totale di più di 400 hm³/anno, molte delle quali presentano un chiaro controllo litostrutturale in merito alla loro localizzazione (Sánchez *et al.*, 1998; López Geta *et al.*, 2005).

Tuttavia è senza dubbio la Sierra del Libar la zona in cui è più manifestamente evidente la relazione tra forme eso- ed endocarsiche e comportamento idrogeologico dell'intero massiccio. Complessivamente, i calcari e le dolomie della Sierra de libar (con una superficie di 84 km²) sono permeabili per fratturazione e carsificazione, ragion per cui sono considerati un buon acquifero (Sánchez *et al.*, 1998; Jiménez, 2007). La ricarica di tale acquifero si produce per infiltrazione diretta dell'acqua piovana negli affioramenti carbonatici e per generica infiltrazione attraverso gli inghiottitoi dei polje del settore centrale della sierra, soprattutto nel caso dei Llanos de Líbar, Pozuelo e Burfo (fig. 5.87).



Fig. 5.87 Inghiottitoio attivo nel polje di Pozuelo (da Jimenez, 2007).

Un'importante apporto al ruscellamento superficiale (costituito da materiali argillosi di depositi fliscioidi) proviene anche dai bacini del rio Gadaures e dell'arroyo de los Alamos i quali riversano le proprie acque verso inghiottitoi sviluppatasi sui calcari giurassici (fig. 5.88). Il ruscellamento del rio Gadaures si accumula nell'invaso artificiale della diga de los Caballeros, la cui struttura si poggia sui calcari carsificati del Giurassico provocando importanti perdite dell'acqua immagazzinata e, pertanto, anche la ricarica artificiale dell'acquifero (Jiménez *et al.*, 2004a). Le maggiori portate in uscita si producono lungo il fianco orientale del Massiccio, (fig. 5.89) condizionate naturalmente dal livello di base attuale del rio Guadiaro. Le sorgenti più importanti sono: Cueva del Gato (1400 l/s di portata media a 462 m s.l.m.), Benaoján o El Ejío (1200 l/s a 450 m s.l.m.) e Jimera de Líbar (120 l/s a 410 m s.l.m.). Nella profonda gola carsica delle Angosturas del Guadiaro (Barea, 2004), lungo il corso fluviale viene segnalata la sorgente di Charco del Moro (approssimativamente 500 l/s a 223 m s.l.m), associata ad un piccolo affioramento di calcari giurassici non in continuità immediata con la Sierra de Libar, però connessa idrogeologicamente ad essa. Una portata di minor entità proviene dalla sorgente della Fresnedilla, situata vicino a quella di Benaojan.

L'esatta ubicazione dei principali punti di emissione delle portate maggiori ha consentito ad Andreo *et al.* (2004) di riconoscere tre direzioni preferenziali del flusso idrologico (fig. 5.90): una principale genericamente verso NE e due minori in direzione E e S. Gli stessi autori, attraverso tracciamenti successivi nella Sierra de Libar, hanno rilevato come la maggior parte delle sue risor-

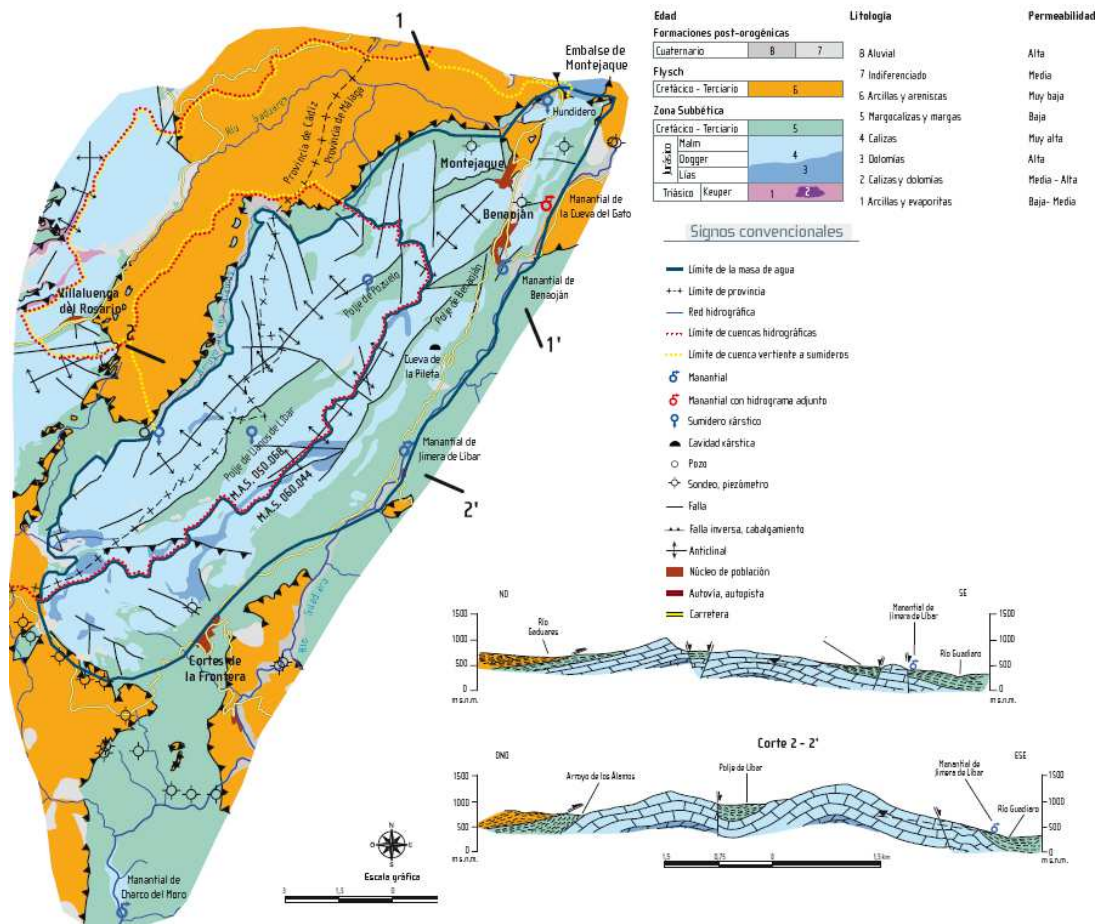


Fig. 5.88 Mappa schematica e profili idrogeologici del Massiccio del Libar (da Jimenez, 2007).

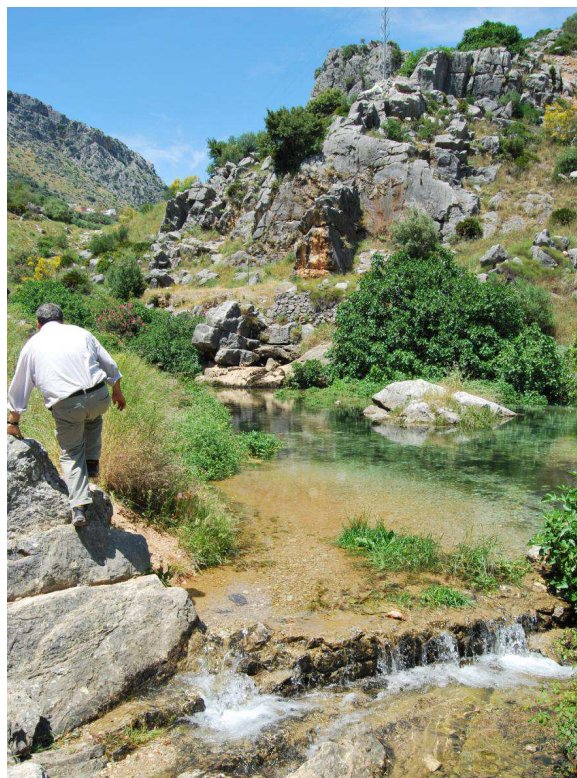


Fig. 5.89 Sorgente del Molino del Santo (o di Benaosan), sul fianco orientale del Massiccio del Libar.

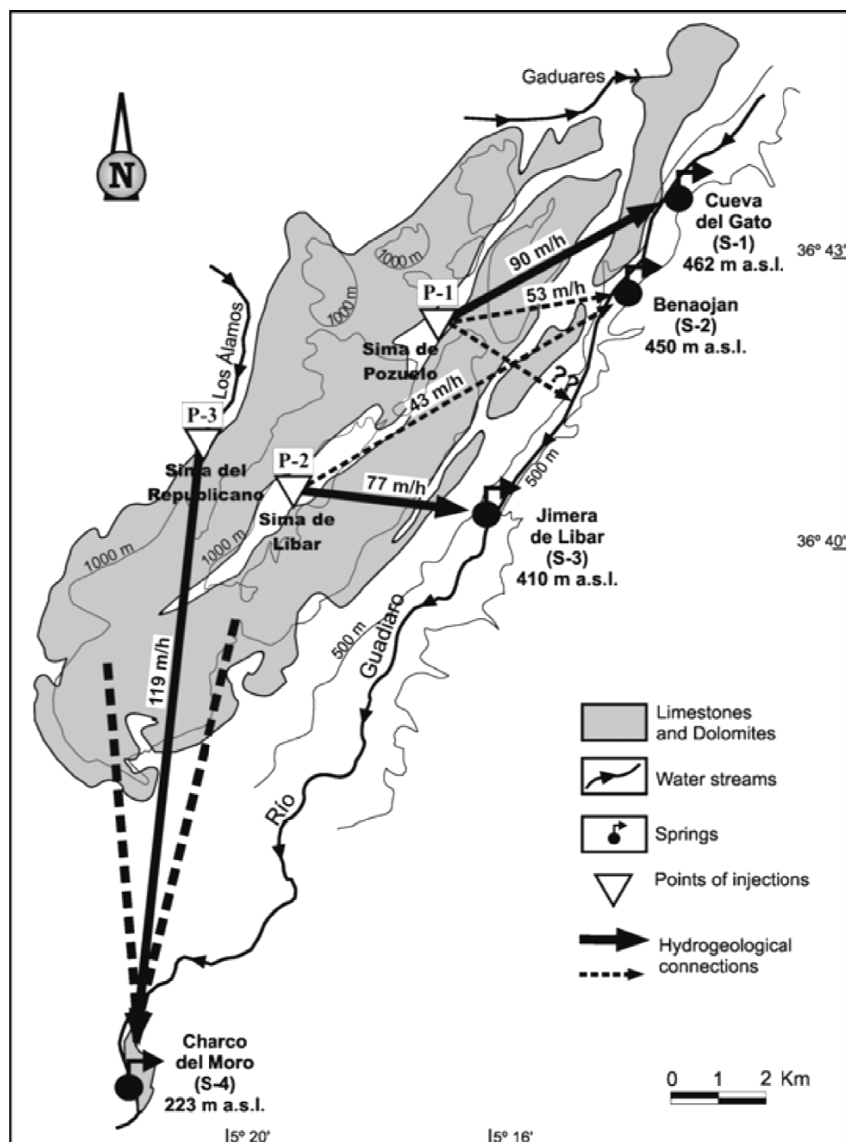


Fig. 5.90 Schema idrogeologico della Sierra de Libar e direttrici del flusso dedotte da test multi traccia (Andreo *et al.*, 2006).

se idriche drenino visibilmente verso il corso attuale del rio Guadiaro (concordemente, peraltro, con il complesso assetto morfostrutturale del Massiccio di cui si è discusso in precedenza) attraverso le sorgenti della Cueva del Gato, Benaoján e Jimera de Libar. Inoltre, parrebbe esistere una significativa portata in uscita non visibile (sempre in direzione del suddetto corso fluviale) tra gli abitati di Benaoján e Jimera de Libar. Alle prime due sorgenti arriva l'acqua della porzione più settentrionale dell'acquifero del Massiccio, mentre il suo settore centrale viene drenato principalmente dalla sorgente di Jimera de Libar, con flussi di minor rilevanza verso quella di Benaojan. La sorgente di Charco del Moro, invece, rappresenta il principale punto di emergenza dell'acqua che si infiltra (dopo un percorso sotterraneo attraverso condotti endocarsici di circa 12 km, Duran *et al.*, 2005), nella Sima del Republicano (e, dunque, dell'arroyo de los Álamos) e dei restanti affioramenti carbonatici del fianco sudoccidentale dell'acquifero della Sierra de Libar. Le direzioni del flusso sotterraneo ottenute da Andreo *et al.* (2004) indicano che la carsificazione nel settore più orientale del Massiccio è stata condizionata sensibilmente dalla struttura geologica complessiva (un'antiforme con debole immersione verso NE) e da fratture trasversali e parallele agli assi delle pieghe (come osservato, invece, da Durán e López Martínez, 1992). Inoltre, le

velocità dei flussi sotterranei calcolate (in alcuni casi anche dell'ordine di 100 m/h) sono considerate proprie di acquiferi carsici con un elevato sviluppo della carsificazione.

Le principali sorgenti della Sierra de Libar (Cueva del Gato e Benaojan) mostrano idrogrammi con crescite brusche prima delle precipitazioni e proporzionali all'intensità delle stesse, così come cali altrettanto rapidi con valori del coefficiente di esaurimento di 10^{-2} /giorno (Jimenez *et al.*, 2004a e Jimenez *et al.*, 2004b). Le acque provenienti da queste sorgenti hanno poi una bassa mineralizzazione (conducibilità elettrica < 300 μ S/cm), sono di facies idrochimica bicarbonatico-calcica e sperimentano significative diluizioni e diminuzioni dei valori di temperatura per via della rapida infiltrazione delle acque di origine meteorica (Jiménez *et al.*, 2006). Queste risposte giustificano tanto l'importante sviluppo del drenaggio carsico dell'acquifero, quanto il suo comportamento generalmente poco inerziale e con scarso potere regolatore (Benavente e Mangin, 1984; Jimenez *et al.*, 2004a). Le più significative variazioni di portata, di composizione chimica e di temperatura dell'acqua della sorgente della Cueva del Gato rispetto a quella di Benaojan sono la diretta conseguenza da un lato della ricarica nei pressi della diga de los Caballeros e, dall'altro, di un più efficiente sviluppo della carsificazione funzionale verso la prima sorgente piuttosto che verso la seconda (Gracia, 2008), così come confermano le velocità dei flussi ottenute da tracciamenti precedentemente citati.

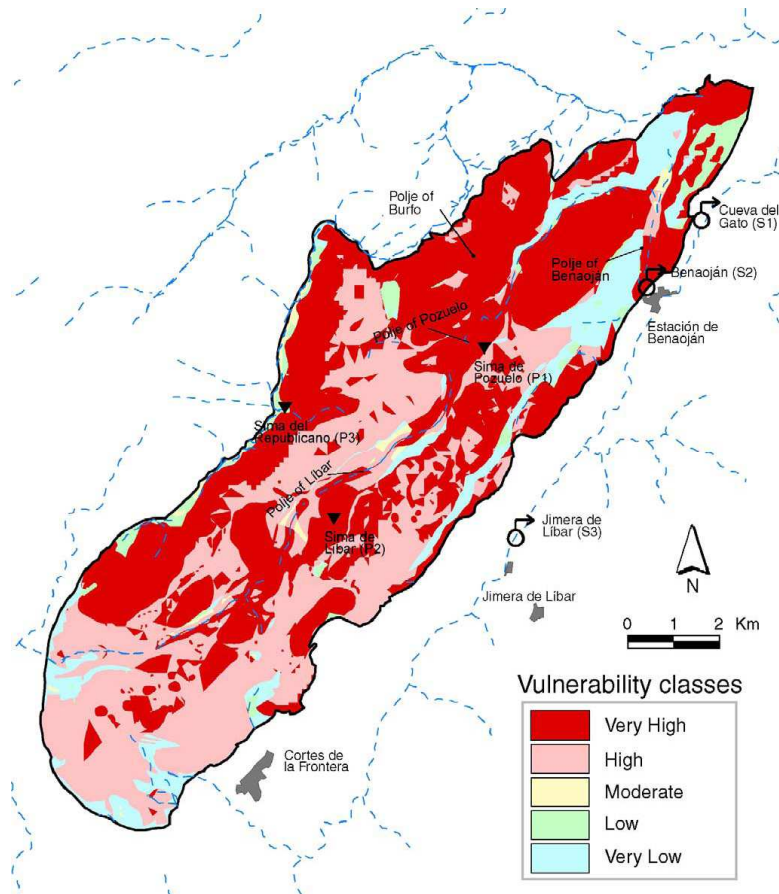



Fig. 5.91 Carta della vulnerabilità specifica dell'area della Sierra de libar relativa ad uno scenario di contaminazione microbiologica (coliformi fecali) (Andreo *et al.*, 2005).

Il valore medio della ricarica del Massiccio del Libar è di 60 hm³/anno per infiltrazione diretta dell'acqua di precipitazione meteorica che raggiunge gli affioramenti carbonatici (Jimenez, 2007). Tale cifra corrisponde al *runoff* superficiale, ovvero la quantità di pioggia utile (differenza tra

precipitazioni totali ed evapotraspirazione, cfr. 2.a3), ed equivale approssimativamente al 55% delle precipitazioni cadute su tali affioramenti permeabili (Andreo *et al.*, 2008). Si noti come tale cifra è naturalmente superiore al valore di evapotraspirazione totale del 43% circa ottenuto per l'intera area di studio. Nei bacini endoreici del Gaduares e dell'arroyo de los Álamos affiorano, invece, materiali di bassa permeabilità, con superfici rispettivamente di 32 km² e 13 km² e nei quali tutte le precipitazioni utili generano un ruscellamento superficiale stimato in 35 hm³/anno e che pure si infiltra nella Sierra de Libar.

E' poi estremamente significativo osservare come nel contesto del Massiccio del Libar siano state applicate differenti tecniche per la misura della vulnerabilità alla contaminazione, le quali hanno permesso di catalogare il corrispondente acquifero come molto vulnerabile (fig. 5.91), specie nei polje con inghiottitoi carsici attivi (Vías *et al.*, 2004 e 2006; Andreo *et al.*, 2005). Traccamenti realizzati da tali autori in condizioni di elevata ricarica hanno rivelato che un contaminante conservativo che si infiltri in tale acquifero attraverso i *ponor* carsici impiegherebbe tra i 3 ed i 5 giorni a raggiungere le principali fonti locali di approvvigionamento idrico, con tempi di permanenza alle sorgenti compresi tra le 24 ore (per flussi rapidi) ed i 6 giorni (per flussi più lenti). Il principale fattore di pericolosità di contaminazione risiede, ovviamente, nelle attività di allevamento (reflui zootecnici) di origine urbana (scarichi industriali o civili), essendo, peraltro, documentati episodi isolati di contaminazione batteriologica nella sorgente di Benaojan (Gracia, 2008).

A decorative graphic on the right side of the page. It features three blue circles of varying sizes, each composed of concentric circles with a gradient from dark blue to light blue. Two thin blue lines intersect at the top left, forming a large 'V' shape that frames the circles. The circles are positioned at the top, middle, and bottom right of the page.

6. Considerazioni sull'evoluzione dei massicci carsici di Grazalema e del Libar

Modelli interpretativi. Fasi del carsismo.

6. Considerazioni sull'evoluzione dei massicci carsici di Grazalesa e del Libar

La cartografia di dettaglio degli elementi che caratterizzano la geomorfologia carsica dell'area di studio, attraverso l'approccio metodologico descritto nel cap. 4, ha consentito l'elaborazione di alcune mappe geomorfologiche a scala opportuna (fig. 6.1) relative a settori particolarmente rilevanti nel quadro interpretativo d'insieme. La possibilità di una modellizzazione parametrica oggettiva degli elementi rilevati (corrispondenti, per l'appunto, essenzialmente a morfologie carsiche) ha permesso anche di ottenere dati numerici utili a stabilire l'entità delle variazioni morfodinamiche che caratterizzano i sistemi carsici in esame. Al contempo, l'insieme di questi dati oggettivi permette di inferire un modello di evoluzione sintetico che può rappresentare una valida approssimazione interpretativa del reale funzionamento dei sistemi carsici della Serrania di Grazalesa, per lo meno in epoca neogenico-quadernaria.

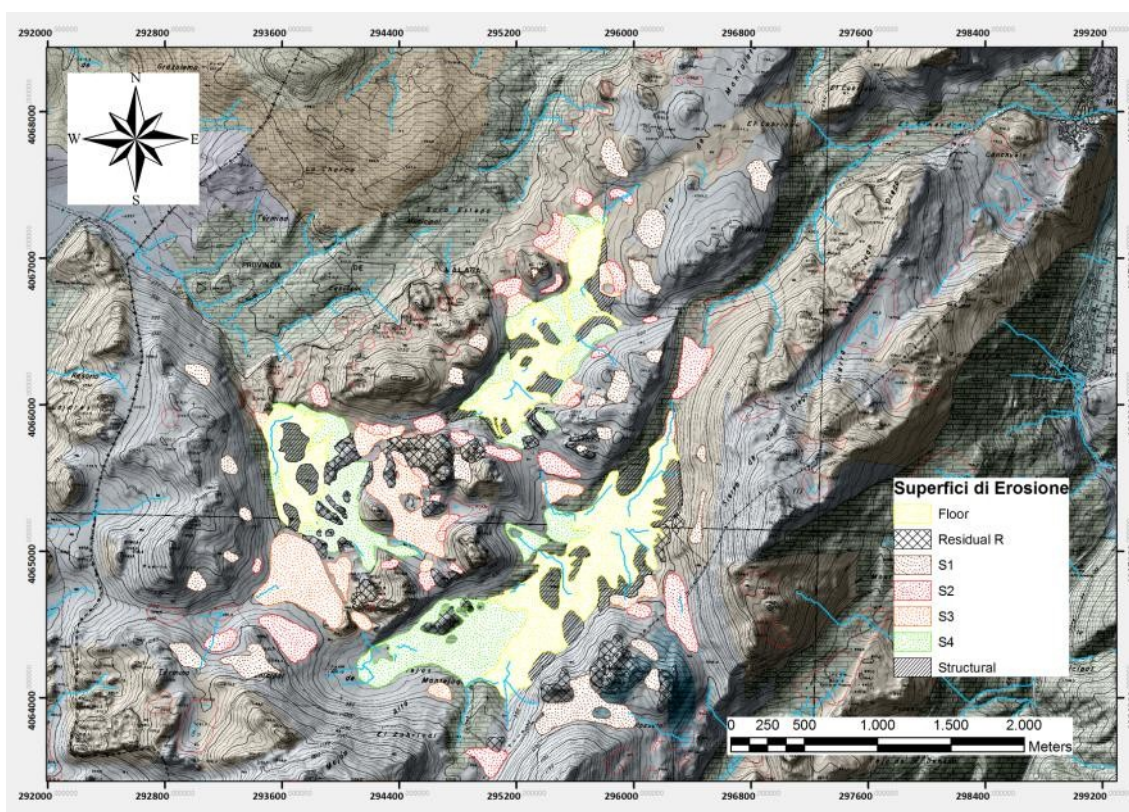


Fig. 6.1 Mappa geomorfologica di dettaglio (con base topografica e rilievo ombreggiato) delle paleosuperfici di corrosione carsica del sistema di polje Burfo-Pozuelo-Zurraque, nel Massiccio del Libar.

Il presente lavoro, tuttavia, non si avvale di criteri cronologici assoluti basati su campionamenti e successive datazioni geocronologiche (utili, come ben noto, a porre dei capisaldi di riferimento al momento di stabilire degli intervalli evolutivi più o meno certi). D'altro canto, è pure doveroso osservare come la quantità di materiali databili oltre ad essere numericamente esigua è anche spazialmente poco distribuita. Pertanto, in assenza di questa tipologia di dati, è stato necessario far ricorso a evidenze morfologiche relative, che, per quanto talora di interpretazione non univoca, tuttavia conservano una marcata oggettività nel loro posizionamento spaziale. A questi *marker* geomorfici sono stati affiancati i non numerosi dati di letteratura (eccezion fatta per zone limitate dei due massicci in esame) i quali, di contro, sono frequentemente discutibili ed altrettanto spesso mal rappresentati su supporto cartografico. In altri termini si è tentato di

ricomporre un quadro quanto mai complesso (specie nel caso del Massiccio del Libar) attraverso i dati spaziali di distribuzione degli elementi morfologicamente più utili a questo scopo. Lo scopo finale, evidentemente, coincide con la definizione e la conferma delle principali fasi morfoevolutive dei due massicci carsici.

A) Massiccio di Grazalema

Il settore nordorientale della Sierra de Grazalema (coincidente con la Sierra dell'Endrinal), è stato oggetto di significativi studi circa la sua complessiva evoluzione morfodinamica. A parte i lavori di Martin-Algarra *et al.* (1989), Martin-Algarra e Vera (1996) e Martin-Algarra (2004) incentrati sul paleocarsismo giurassico-cretaceo della serie penibetica e cui si è accennato nel paragrafo 2.b2.2, notevole attenzione è stata rivolta alle frequenti morfologie nivocarsiche della zona dell'Endrinal (Delannoy e del Olmo, 1986; Delannoy 1987, 1989 e 1998), specie in relazione alle implicazioni che essa ha nel definire il quadro paleoclimatico locale.

In particolare Delannoy (1998) riconosce come i paesaggi superficiali attuali della Sierra dell'Endrinal siano una chiara testimonianza di una potente ablazione carsica ereditata e rappresentino un modello di erosione nivocarsica riferibile agli ultimi episodi freddi pleistocenici (Fig. 6.2). Il rilievo dell'Endrinal, infatti, nella sua parte sommitale (nel nucleo anticlinale del Reloj-Simancon e ad O di esso, in corrispondenza dell'area nota come Navazuelo) presenta tre ampie valli ad U di ampiezza compresa tra i 100 ed i 200 m ed orientate verso N. Sui fianchi del Reloj e sul fondo di tali valli si osserva una modellazione carsica a bancate, su ripiani di soluzione

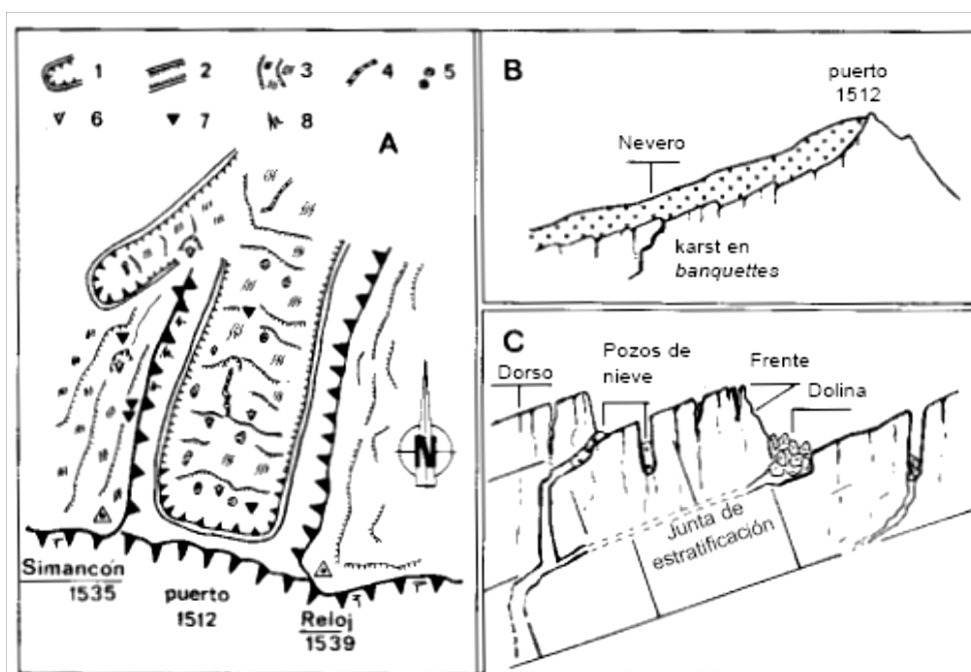


Fig. 6.2 Paesaggi nivocarsici della Sierra dell'Endrinal secondo Delannoy (1998). In A: 1. nicchia di nivazione; 2. valle di nivazione; 3. carsismo a bancate strutturali; 4. incisione nivo-fluviale; 5. doline di collasso; 6. pozzi a neve; 7. inghiottitoi; 8. fratture distensive.

estesi e accidentati da frequenti inghiottitoi monopozzo (di ridotta profondità e limitato interesse speleologico, cfr. 5.c1). Secondo Delannoy (1998) tali valli ad U (anche in considerazione della loro orientazione e del tipo di ablazione carsica) devono essere relazionate a possibili circhi di nivazione (posti più a monte) che si prolungano verso N lungo tali avvallamenti preferenziali. I nuclei di accumulo nivale, invece, di dimensioni più contenute, si raccordano a valle con dei corridoi meandriformi lungo i quali scorrevano le acque di fusione nivale. D'altro canto, il

carsismo a bancate su più ripiani è proprio del carsismo di alta montagna e con un'origine marcatamente periglaciale (Ford e Williams, 2007). Alcuni dei pozzi a neve di tale paesaggio devono la propria origine all'azione dell'acqua di fusione nivale e agli accumuli di neve che li riempiono per gran parte dell'anno, determinando un processo quasi ciclico di sviluppo dei pozzi stessi, tanto in ampiezza che in profondità (fig. 6.3). Delannoy (1998) ha effettuato datazioni isotopiche (U/Th) realizzate su concrezioni (Sima del Callao) e su colate con tracce di corrosione (Sierra dell'Endrinal) provenienti da queste peculiari cavità monopozzo. L'autore francese evidenzia, da un lato, il carattere ereditato dei pozzi a neve e, dall'altro, come la loro morfologia sia legata agli episodi freddi pleistocenici. In particolare egli riporta per la Sima del Callao un'età pari a 350.000 B.P. (stadio isotopico freddo 10) e per i pozzi della Sierra dell'Endrinal sia età comprese tra i 100.000 B.P. e gli 80.000 B.P. (ovvero al passaggio tra gli stadi isotopici caldo 5 e freddo 4), sia intorno ai 38.000 BP (transizione tra lo stadio caldo 3 e lo stadio freddo 2). Queste colate, in altri termini, sono riferibili all'Eemiano superiore - Würmiano inferiore o risultare addirittura intra-würmiane.

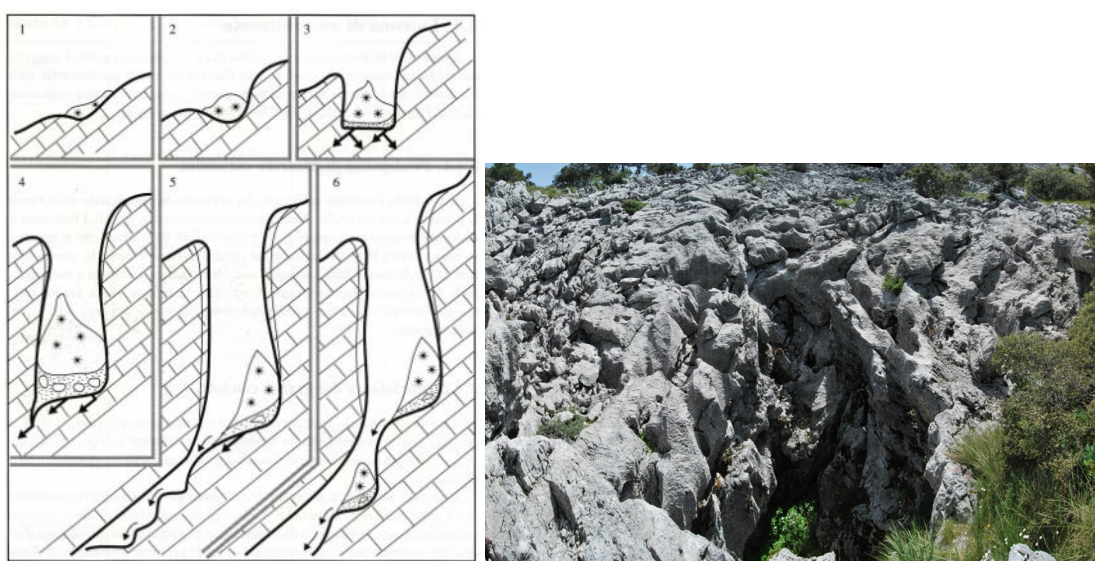


Fig. 6.3 *A sinistra*: meccanismo di formazione dei pozzi a neve (da Collignon, 1992). *A destra*: pozzo a neve sul fianco nordorientale del Reloj.

L'importanza delle morfologie nivocarsiche appena descritte è legata al loro significato paleoclimatico. Il loro riconoscimento e la loro mappatura (soprattutto nel caso dei pozzi a neve) permette di confermare, grosso modo, quanto già sostenuto da Delannoy (1998), ovvero che il limite inferiore delle nevi della zona va posizionato intorno ai 1250 metri circa per gli episodi pleistocenici più freddi, mentre va fatto risalire ai 1350-1400 metri nel Tardiglaciale. Ad altitudini inferiori, i processi crioclastici sono all'origine della regolarizzazione dei versanti scolpiti sul substrato marnoso-calcareo o, nel caso dei calcari tabulari penibetici della Fm Torcal, del modello a pila di piatti (tipo Torcal di Antequera) o del completo smantellamento di estesi *karrenfield*. Questo contesto freddo-umido ha avuto, indubbiamente, un'incidenza più importante nella carsificazione profonda, data l'esistenza di un potenziale idraulico incrementato dalla fusione nivale e dalla ridotta evapotraspirazione. Tanto lo studio di Delannoy (1998) delle superfici erose e smantellate, quanto le ricerche sul campo condotte per il presente lavoro pongono del resto in evidenza l'esistenza di una dinamica attiva attuale che si caratterizza, a quota maggiore, con associazioni di microforme (tipo karren) estremamente affilate (cfr. 5.b1). Morfologie analoghe a queste ultime sono del resto pure presenti a minore altitudine, in un range che Delannoy (1998) stima compreso tra gli 800 ed i 1100 metri e che il rilevamento svolto per il presente studio induce ad elevare alla fascia dei 1000-1100 metri, entro la quale si sviluppano su microkarren esumati

(vedi par. 5.b). La messa a nudo di questo complesso di criptokarren è parzialmente dovuta, come già osservato, alla degradazione della copertura bio-pedologica correlata alla pressione antropica dell'ultimo secolo. L'esteso disboscamento cui gran parte dei versanti della Sierra dell'Endrinal sono stati sottoposti ha infatti determinato un progressivo smantellamento della base pedologica utile all'evoluzione dei criptokarren stessi.

Per quanto concerne le evidenze di morfogenesi e di eventuali fasi di carsificazione quaternaria della Sierra dell'Endrinal, Rodríguez Vidal *et al.* (1999) forniscono ulteriori elementi degni di considerazione. Tali autori, infatti riconoscono tre livelli erosivi a differente quota (fig. 6.4) e che interessano una presunta piattaforma carsica superiore sviluppata su tale rilievo (al di sopra dei 1400 metri). Tale piattaforma è completamente circondata da scarpate strutturali con importanti dislivelli (di almeno 100-200 metri), che le conferiscono il classico aspetto morfostrutturale di una *mesa*. La geometria dell'insieme è pressoché circolare, interrotta da profonde incisioni vallive prodottesi a seguito della cattura di allineamenti di doline. La totalità della piattaforma è carsificata e presenta secondo Rodríguez Vidal *et al.* (1999) una duplice tipologia di rilievo: a) di versanti dolci con vette arrotondate, riflesso di un importante criptocarsismo; b) di una superficie incisa da karren liberi e relazionata con processi di erosione-corrosione funzionale. Questa semplice distinzione porta tali autori a riconoscere due modelli di sviluppo esocarsico: uno relitto di carso coperto (e poi esumato) ed un altro attivo di carso nudo. Alla luce di questa distinzione, definiscono poi tre superfici legate all'evoluzione del rilievo, ed evidenze di passati periodi di attività e crisi morfogenetica (fig. 6.4). Tali superfici hanno topografia irregolare, sono terrazzate l'una rispetto all'altra sovrapponendosi, talvolta, tra di loro (livelli A e B relitti) od occupano un settore centrale e depresso (che denota il livello C). In particolare, la superficie A è un antico rilievo morfostrutturale direttamente relazionata con la struttura geologica del Massiccio (successioni di anticlinali e sinclinali) e si localizza nelle zone più elevate della Sierra dell'Endrinal. La sua superficie risulta intensamente fratturata ma con scarso sviluppo di karren o doline (localmente in forma di estesi corridoi carsici, i primi, e di doline in pozzo, le seconde) ovvero non vi è apparente approfondimento della superficie topografica di tali morfologie (Rodríguez Vidal *et al.*, 1999).

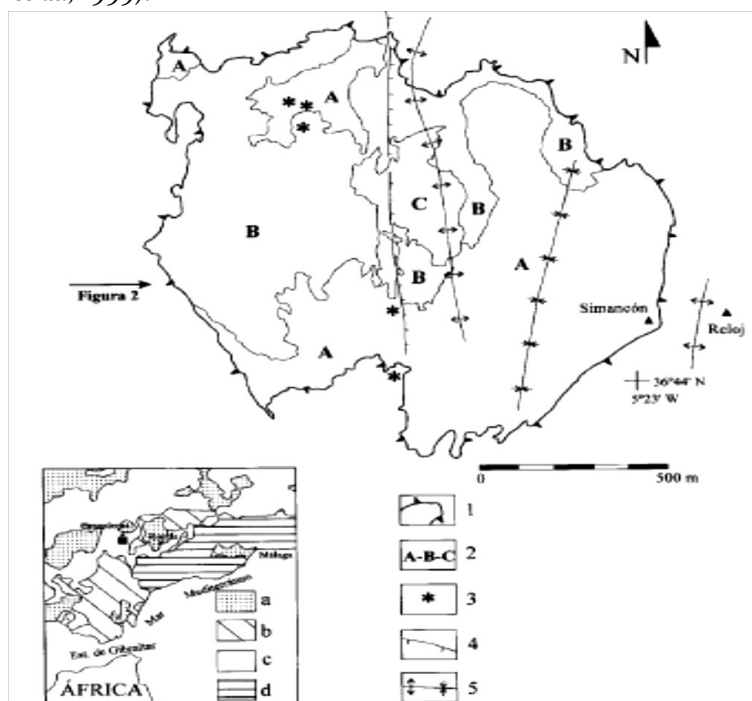


Fig. 6.4 Schema geomorfologico della piattaforma carsica superiore dell'Endrinal e localizzazione dei campioni datati: 1. limite di piattaforma strutturale; 2. superfici erosive successive; 3. campionamenti di speleotemi; 4. faglia; 5. pieghe. (da Rodríguez Vidal *et al.*, 1998).

La superficie B è un rilievo generatosi a partire dalla superficie A a seguito del ribassamento e sprofondamento della stessa e pure con aspetto simile, tale da suggerire una morfogenesi al di sotto di una copertura vegetale e pedologica (regime biostasico). Infine, la superficie C (posta nel centro della piattaforma carsica e corrispondente all'area de los Navazuelos) è costituita da un rilievo funzionale coperto da karren, inghiottitoi e doline ed è, evidentemente, relazionata ad un carsismo libero, sul quale grande effetto ha avuto l'azione della pioggia, del ruscellamento, della neve e della gravità (regime resistasico).

Sulla superficie della piattaforma carsica è frequente rinvenire speleotemi esumati, segnale di un generale abbassamento topografico dell'insieme prodotto dalla denudazione carsica (chimica e meccanica) occorsa durante il Quaternario (Delannoy, 1998). Queste concrezioni riempivano fessure e pareti degli inghiottitoi della zona vadosa, generandosi in periodi con prevalente carbonatazione, solitamente corrispondenti agli stadi isotopici caldi. Attraverso metodi di datazione isotopica Rodríguez Vidal *et al.* (1999) hanno ottenuto informazioni paleoclimatiche e paleoambientali fornite da una serie di campioni provenienti dalle sole superfici A e B. In particolare, tali datazioni indicano che le suddette superfici sono state funzionali almeno nell'intervallo 270.000-30.000 B.P. (Pleistocene medio - superiore), con un periodo freddo di carbonatazione durante lo stadio isotopico 5 e la parte finale dello stadio 6, tra i 150.000 e i 90.000 anni B.P.. Il periodo resistasico di incisione della superficie SB in quella SA non è datato, ma gli autori lo fanno coincidere con l'intervallo 90.000-50.000 anni BP (stadio isotopico 4, caldo) che, inoltre, è la fase principale di genesi delle doline ad imbuto e a pozzo della superficie SA.

L'approfondimento di queste doline e la genesi di quelle che si localizzano sulle superfici SB e SC sono di età posteriore (inferiore ai 30.000 anni B.P.). La superficie SC, invece, di età posteriore ai 30.000 anni B.P. (Pleistocene superiore - Olocene) è il risultato di una situazione biostasica generale, con interruzioni resistasiche di origine sia climatica che antropica che hanno mobilitato per ruscellamento o fenomeni gravitativi i materiali detritici e regolitici generati in epoche precedenti.

La ricostruzione di Rodríguez Vidal *et al.* (1999) ha l'indubbio merito di fornire un modello evolutivo che prova ad interpretare la morfogenesi quaternaria della Sierra dell'Endrinal. Tuttavia, tale modello mostra alcune criticità legate tanto alle datazioni isotopiche, quanto al campionamento ed al riconoscimento delle superfici di corrosione incise nella piattaforma carsica al di sopra dei 1400 m s.l.m.. Anzitutto, tale limite non appare così netto, né tantomeno pare opportuno riferirsi a delle "superfici", configurandosi più come una fascia di ampiezza variabile a seconda dell'esposizione del versante (più bassa verso N e poco più elevata in direzione S) e delle associazioni litologiche presenti. In questo senso, un lembo della superficie SA (*sensu* Rodríguez Vidal *et al.* 1999) sufficientemente esteso si rinviene poco più a S (fig. 6.5), nei pressi del polje de los Navazuelos manifestando chiare evidenze morfologiche di uno sviluppo in regime resistasico. Infine il margine d'errore temporale dei campioni utilizzati da Rodríguez Vidal *et al.* (1999) nella loro ricostruzione morfogenetica è, spesso, talmente grande da rendere ben difficile l'attribuzione definitiva del campione stesso ad un chiaro stadio isotopico.

Ad onor del vero, l'analisi spaziale di dettaglio ristretta all'area della Sierra del Endrinal pone in evidenza l'esistenza di fasce altitudinali significative in cui l'influenza della carsogenesi funzionale (in regime biostasico) ha prodotto evidenze morfologiche inequivocabili. Nella mappa di fig. 6.5 sono chiaramente distinguibili le superfici SA, SB ed SC *sensu* Rodríguez Vidal *et al.* (1999), ma ancor più significativa è la presenza di almeno due ulteriori superfici poste rispettivamente: una immediatamente a NE della piattaforma carsica Rodríguez Vidal *et al.* (1999) tra i 1150 e i 1200 metri e caratterizzata da un significativo numero di doline e karren e da un'importante copertura vegetale e pedologica; una seconda (a S della suddetta piattaforma), suddivisa in due settori separati dalla depressione de los Navazuelos, con la presenza di un lembo di superficie SA (più alto topograficamente) e posta ad una quota compresa tra i 1300 ed i 1350 metri. Entrambe le superfici potrebbero benissimo appartenere alla categoria SB di Rodríguez Vidal *et al.* (1999),

implicando la necessità di rivedere il *timing* morfogenetico dell'area della Sierra dell'Endrinal. Una ricostruzione più accurata e completa dell'evoluzione morfodinamica del Massiccio di Grazalema dovrebbe passare, pertanto, attraverso la corretta interpretazione ed integrazione di tali superfici.

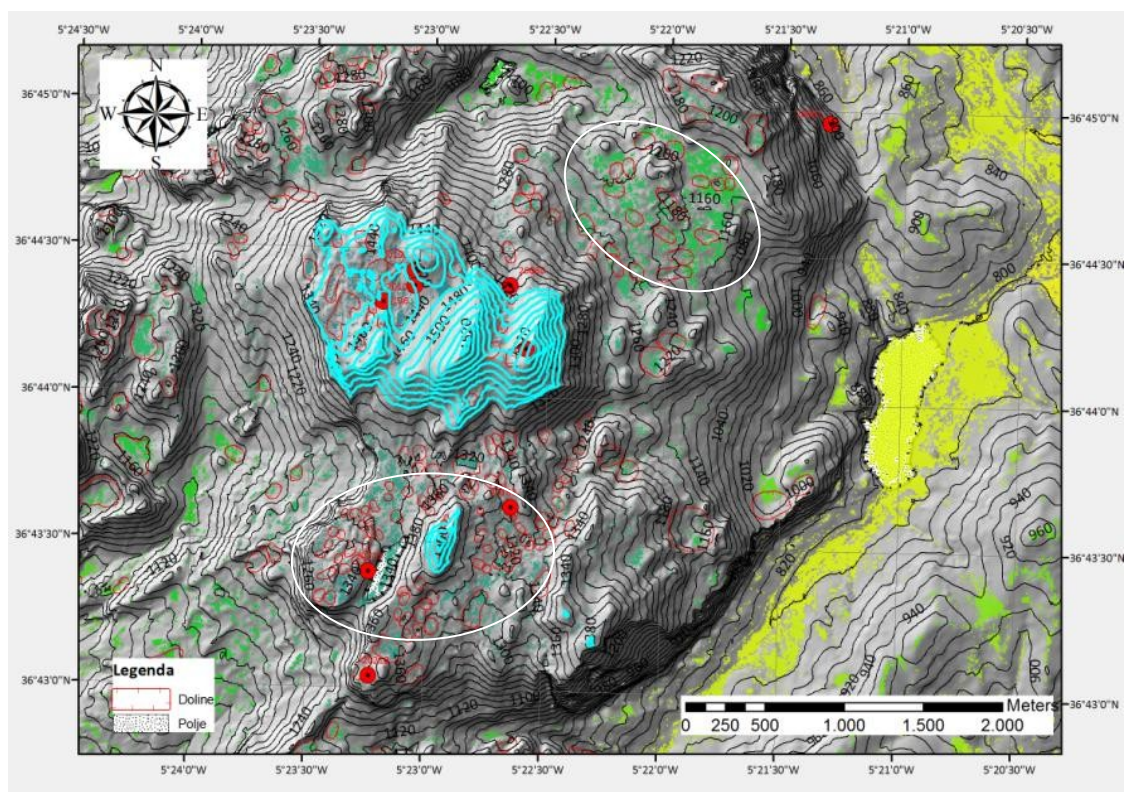


Fig. 6.5 Analisi spaziale di dettaglio dell'area della Sierra del Endrinal. Le isoipse in azzurro segnalano la piattaforma carsica di Rodriguez Vidal *et al.* (1999), mentre a S e NE di questa si possono osservare (entro le ellissi bianche) due ulteriori superfici di carsogenesi funzionale in regime resistasico.

B) Massiccio del Libar

Differentemente da quanto appena osservato per il contesto areale di Grazalema, il Massiccio del Libar è stato oggetto di importanti studi circa la sua recente storia morfodinamica, soprattutto in relazione all'evoluzione del sistema fluviale del vicino rio Guadiaro e, di conseguenza, alla strutturazione del sistema dei polje del Libar (fig. 6.6).

Per quanto concerne il primo punto esiste un certo numero di evidenze morfologiche e di interpretazioni evolutive di alcuni sistemi endocarsici ormai accertate, già note in letteratura e a cui si è già fatto parzialmente riferimento (cfr. 5.b3 e 5.c1). Si tratta, essenzialmente, di modelli interpretativi relativi al posizionamento del livello di base del rio Guadiaro (e del suo sistema fluviale) almeno a partire dal Neogene superiore (Lhenaff, 1977a e 1977b; Delannoy e Díaz del Olmo, 1986 ; Delannoy, 1989 e 1998; Durán, 1996; Rodriguez Vidal *et al.*, 2008). Tali modelli si basano tanto sulla cronologia dei meccanismi speleogenetici di alcune cavità strettamente legate all'evoluzione del sistema fluviale del rio Guadiaro, quanto sul riconoscimento dei marker geomorfologici che hanno registrato detto cambiamento. Infatti, come si è avuto modo di osservare in precedenza, gran parte della macroforme carsiche dell'area del Massiccio del Libar ha subito un significativo riassetto morfostrutturale a seguito della caduta pleistocenica del livello di base regionale, oltre che in risposta agli impulsi neotettonici compressivi che hanno contribuito al

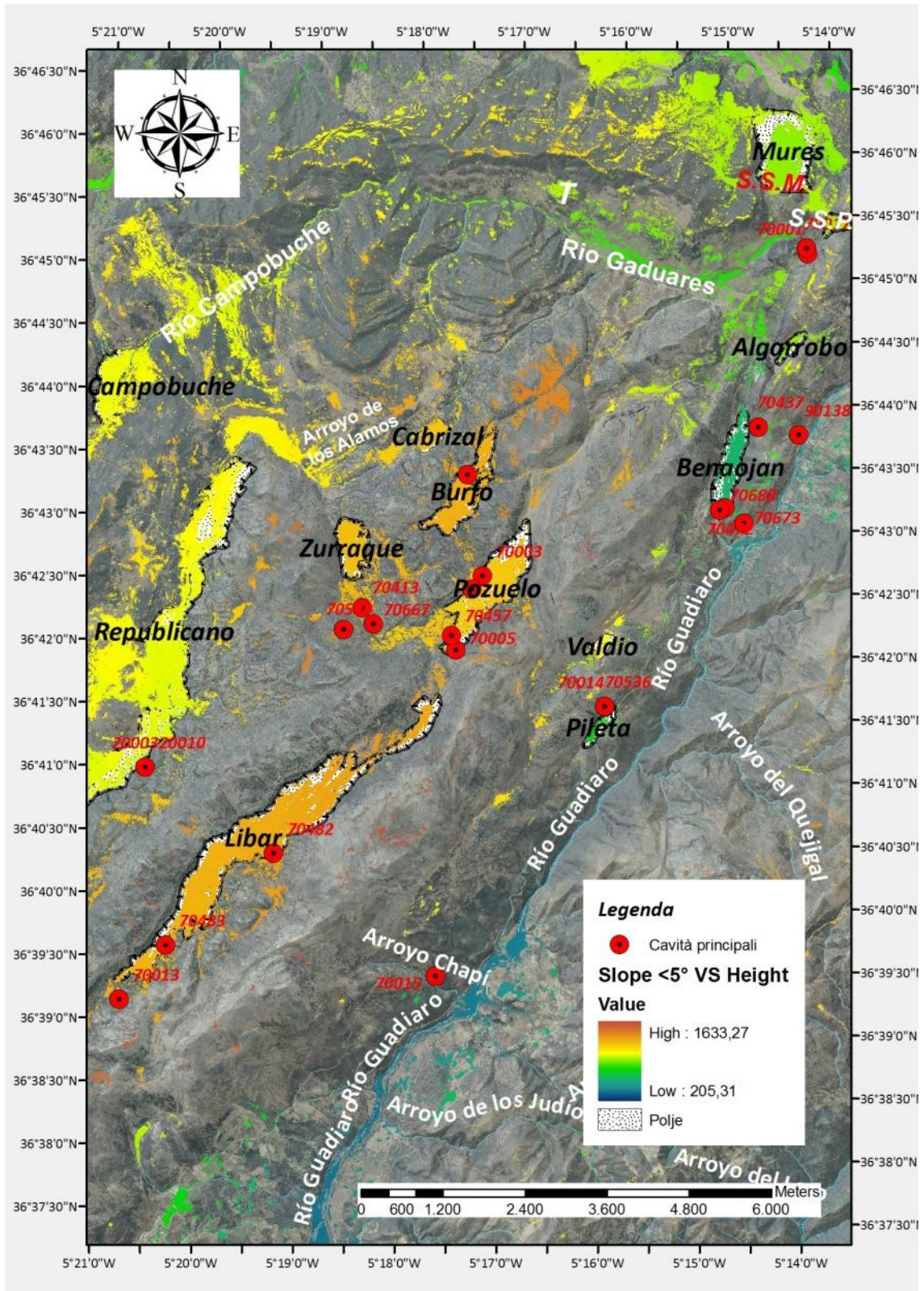


Fig. 6.6 Localizzazione geografica dei principali elementi responsabili dell'evoluzione del sistema carsico del Massiccio del Libar. Le superfici topografiche con meno di 5° di pendenza sono rappresentate con una scala di colori variabile in funzione della quota. S.S.M. = Superficie di Spianamento Messiniana; S.S.P. = Superficie di Spianamento Pliocenica; T = terrazzo fluviale del rio Gaduares.

sollevamento dell'intero settore betico occidentale (cfr. 2.b3 e 5.b3). Pertanto, non disponendo di elementi cronologici assoluti sufficienti (datazioni di depositi o superfici), l'unica strada percorribile per ricostruire il quadro evolutivo generale è stata quella di collocare opportunamente i suddetti marker (ovvero georiferirli) attraverso gli strumenti di analisi spaziale e di interpolazione (su DTM di adeguata risoluzione) offerti dai moderni sistemi informativi territoriali.

In primo luogo è utile considerare l'evoluzione speleogenetica della Cueva de la Pileta (cfr. 5.c1), le cui principali fasi sono state descritte dettagliatamente da Delannoy (1998). L'autore francese distingue:

- Una fase di carsificazione antica, durante la quale le gallerie della Pileta (livello inferiore e superiore) funzionavano come dreni della zona inondata, ovvero di flusso a pieno carico (stadio 1 fig. 6.7); il livello di base di tale sistema dipendente dal Guadiaro doveva situarsi tra i **750 ed i 780 metri s.l.m.** rispetto a quello attuale (**450 metri** circa s.l.m.).

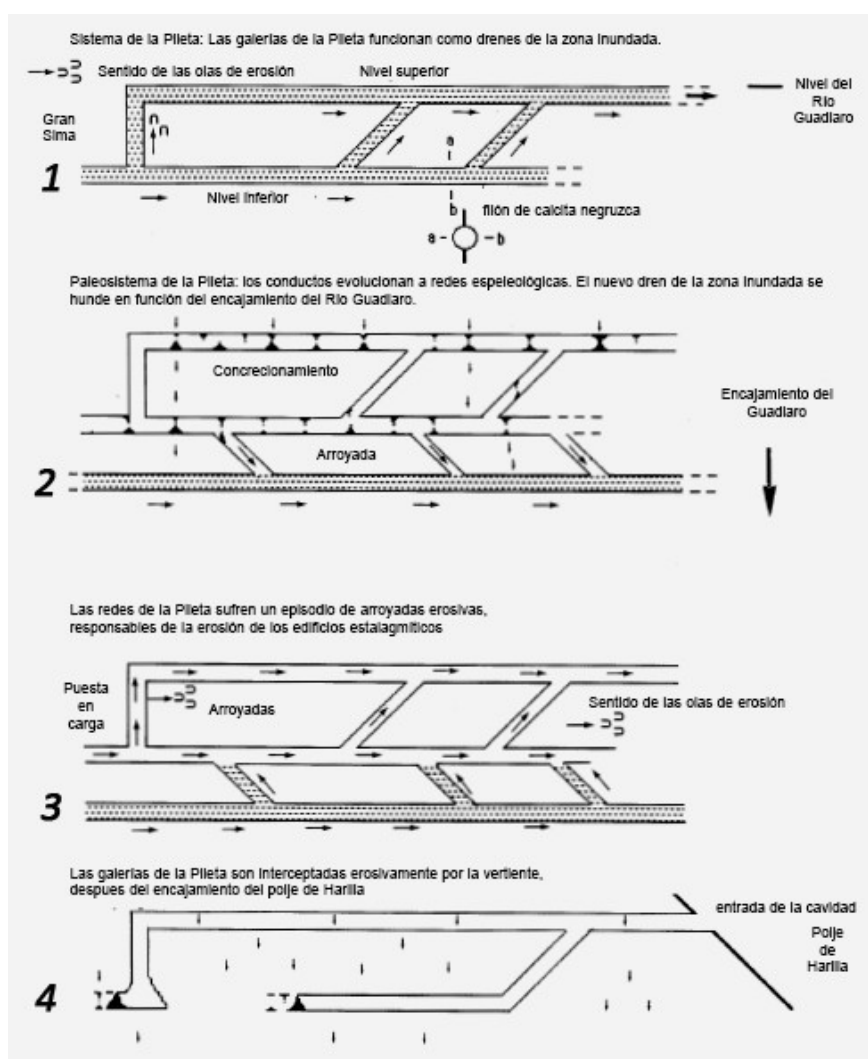


Fig. 6.7 Evoluzione schematica del sistema endocarsico della Cueva de la Pileta (da Delannoy, 1998).

- L'incisione del Guadiaro (stadio 2 fig. 6.7) produce una seconda fase di ristrutturazione complessiva del drenaggio carsico, dando luogo all'abbandono idrologico delle gallerie della Pileta. Man mano che tale incisione diveniva maggiore, il sistema endocarsico della Pileta è passato dalla zona di flusso sotterraneo a quella di semplice infiltrazione del drenaggio carsico. In questa fase poterono concrezionarsi gli speleotemi più antichi e datati a più di **350.000 B.P.**, ovvero al Pleistocene Medio.

- Successivamente a questo periodo di concrezionamento si ebbero episodi di afflussi a pieno carico ed aggressivi nei confronti degli speleotemi delle gallerie (stadio 3 fig. 6.7), probabilmente legati a bruschi cambi delle condizioni climatiche.

- Terminati questi episodi erosivi, i flussi idrici a pieno carico abbandonano definitivamente la Cueva de la Pileta (stadio 4 fig. 6.7), mentre le concrezioni più recenti derivano da catture endocarsiche di reti speleologiche minori connesse ad essa.

- La discesa del livello di base e, implicitamente, la progressiva carsificazione, hanno condizionato l'evoluzione del vicino polje della Pileta (cfr. 5.b3) e, più a monte, del polje Valdío (fig. 6.8). Successivamente a tale discesa, infatti, la Cueva de la Pileta è stata intercettata dal versante, trovandosi, pertanto, attualmente sospesa a più di 100 metri rispetto alla superficie del primo polje (che è posta 630 metri circa).

Evidentemente, la modellazione della brusca pendenza del versante che intercetta l'entrata della grotta e quello dei piccoli polje de la Pileta e Valdío (fig. 6.8), è sicuramente successiva al funzionamento della Pileta in regime di flusso a pieno carico (stadio 1, ovvero più recenti di 350.000 anni B.P., Pleistocene medio), così come agli episodi erosivi dello stadio 4. Dal punto di vista morfologico ciò implica che l'evoluzione carsica contemporanea dei polje del fianco orientale del Massiccio del Libar sia molto tardiva se confrontata con la strutturazione ed il regime inondato della Cueva de la Pileta. In altri termini la ricostruzione speleogenetica di questo sistema carsico permette di riconoscere come prima del Pleistocene medio il letto del rio Guadiaro si trovasse ad una quota corrispondente al sistema di drenaggio attivo della Cueva de la Pileta, ovvero tra i 750 ed i 780 metri, ed i due polje appena citati non erano ancora stati modellati.

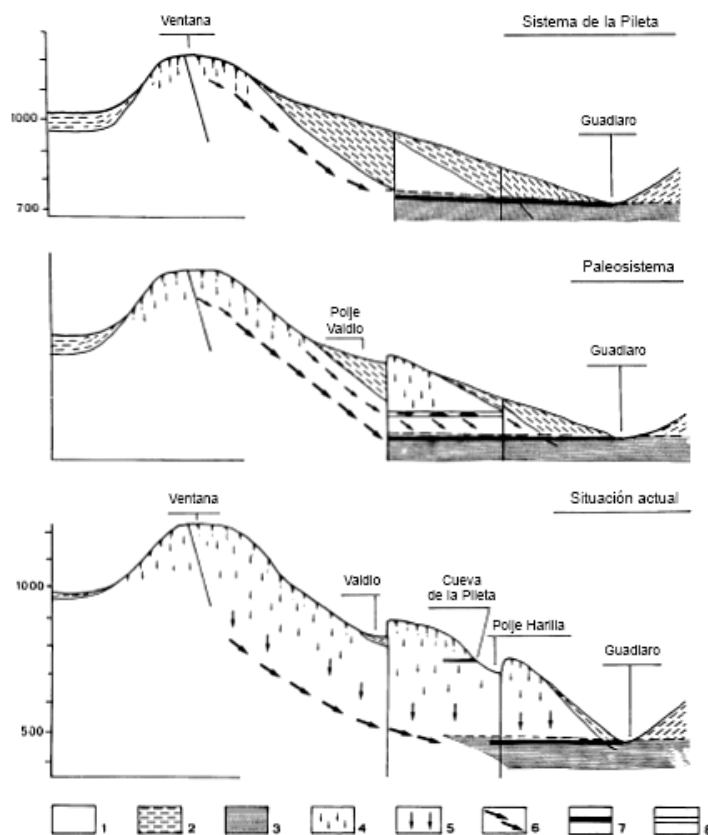


Fig. 6.8 Evoluzione schematica del sistema de la Pileta secondo il suo assetto morfostrutturale ed in funzione dell'abbassamento del rio Guadiaro. 1. Calcarei penibetici; 2. marne calcaree cretacee; 3. zona carsica saturata; 4. zona di infiltrazione carsica; 5. zona di flusso concentrato carsico; 6. collettore; 7. Dreno della zona inondata; 8. paleodrenaggio carsico (da Delannoy, 1998).

Altrettanto rilevante è poi la comprensione dell'evoluzione del sistema Hundidero-Gato (già descritto in precedenza, cfr. 5.c1) al fine di definire meglio l'organizzazione del sistema carsico attuale e le fasi di carsificazione legate ai più recenti episodi di abbassamento del livello di base del Guadiaro.

La rete speleologica di questo sistema corrisponde secondo Delannoy (1998) ad un drenaggio temporale, che diviene attivo quando si verificano le fasi di piena nel rio Gaduares (fig. 6.9). In periodo di magra, il Gaduares raggiunge un dreno inferiore (speleologicamente sconosciuto) attraverso numerose perdite frequenti ai margini del suo letto. Inoltre, si verifica una confluenza all'altezza della Cueva del Gato, di un affluente carsico (al km 3,8 del sistema, fig. 6.9) che non ha relazione alcuna con il Gaduares. Questo affluente possiede variazioni di portata più regolari del Gaduares sotterraneo (cfr. 5.d). Tali elementi inducono Delannoy (1998) a ritenere il funzionamento idrogeologico attuale dell'intero sistema molto più complesso rispetto alla semplicistica osservazione di una perdita ipogea del Gaduares attraverso l'Hundidero. In effetti gli studi di Benavente e Mangín (1984) hanno dimostrato che il sistema Hundidero-Gato è caratterizzato da: un impluvio chiaramente non carsico (arenarie e marne cretacee rispettivamente delle Formazioni del Aljibe e Capas Rojas) drenato dal rio Gaduares e che ha come effetto quello di concentrare, durante il periodo di piena, le acque di superficie verso la perdita dell'Hundidero (producendo, pertanto, una struttura di drenaggio trasmissiva); un importante carso inondato, alimentato parzialmente dal Gaduares e, soprattutto, dalle infiltrazioni carsiche.

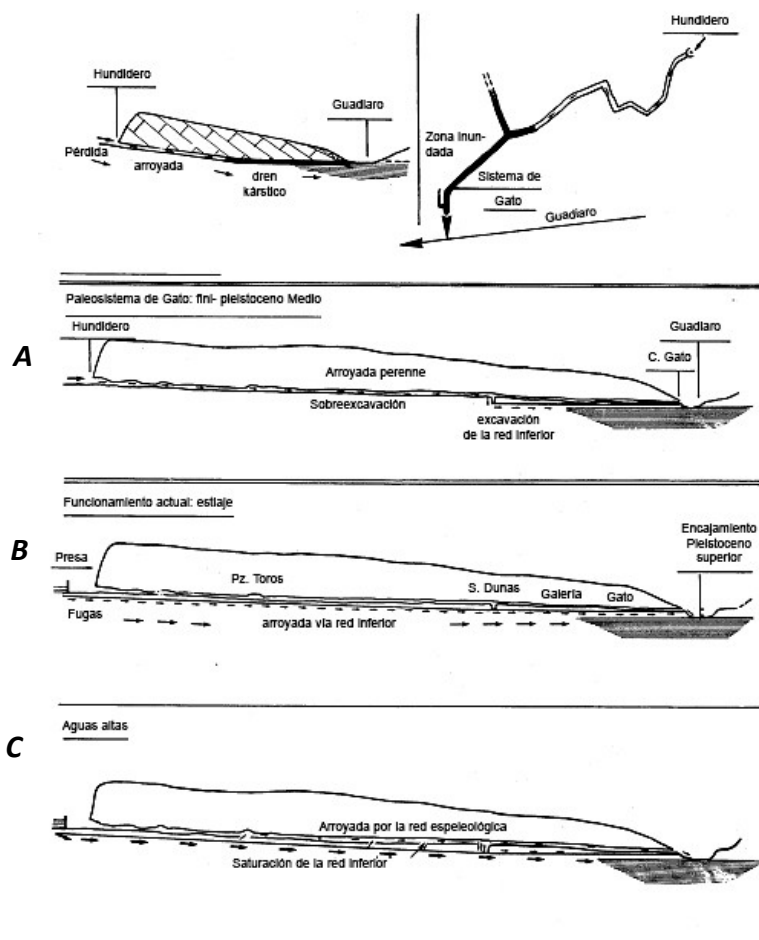


Fig. 6.9 Schema evolutivo del complesso sotterraneo Hundidero-Gato (da Delannoy, 1999).

Dal punto di vista idrogeologico, dunque, la rete speleologica Hundidero-Gato è, da un lato, sede di flussi temporali durante le fasi di piena del Gaduares e, dall'altro, è pure sospesa su di un acquifero carsico regionale. Questo assetto complessivo è, ovviamente, il risultato di progressive condizioni di incisione ed approfondimento della rete speleologica decisamente diverse da quelle attualmente esistenti (Delannoy, 1998). Tale sistema, dunque, va considerata come l'espressione di un'antica rete di drenaggio sotterranea.

Delannoy (1998) ha evidenziato vari stadi di evoluzione relativa del Sistema Hundidero-Gato (fig. 6.9) e che tengono conto della morfologia del suo sviluppo speleogenetico:

- Stadio 1 - La forma di canyon sotterraneo dell'Hundidero (fig. 6.9, A) è legata all'incisione del flusso a pelo libero con forte potenziale erosivo (trasporto solido di materiali abrasivi provenienti dalla zona di impluvio). A valle, tale flusso raggiunge una zona a pieno carico (pressi della Cueva del Gato) la cui inondazione era relazionata al livello di base del rio Guadiaro. La morfologia dei condotti del sistema (di ragguardevoli dimensioni) suggerisce una durata prolungata di quest'originario assetto idrologico, permettendo di ipotizzare, d'altra parte, una relativa stabilità del potenziale di carsificazione e, implicitamente, anche delle condizioni tettoniche e morfoclimatiche.

- Stadio 2 - Un successivo calo del livello di base del rio Guadiaro (fig. 6.9, B) determina una riorganizzazione del drenaggio sotterraneo, essendo mutato l'assetto idrogeologico. Tale modificazione provoca l'abbandono delle gallerie prossime all'uscita del Gato da parte del flusso idrico, non facendo queste più parte della zona del carso inondato.

- Stadio 3 - Nonostante le modifiche prodottesi a seguito della fase 2, la rete speleologica Hundidero-Gato risulta ancora percorsa da flussi di circolazione sotterranea a pelo libero (fig. 6.9, C).

Come già sottolineato, la Cueva del Gato è sopraelevata rispetto all'attuale corso del Guadiaro (peraltro come succede per le sorgenti di Benaojan e di Jimera de Libar, poste più a valle). A circa un chilometro a S di tale cavità sul fianco idrografico destro, Delannoy (1998) segnala (e l'indagine fotogeologica, come quella di campo, lo confermano) la presenza di piccolo terrazzamento fluviale (fig. 6.10), posto a circa venti metri rispetto al letto attuale e, dunque, alla medesima quota del livello intermedio della Cueva del Gato (tra i 450 ed i 455 metri). Lo stesso Delannoy (1987) attribuisce, in maniera non assoluta, tale deposito al Pleistocene medio. Infatti, come visto in 5.c1, il livello intermedio della Cueva del Gato fornisce datazioni su alcuni speleotemi (dunque

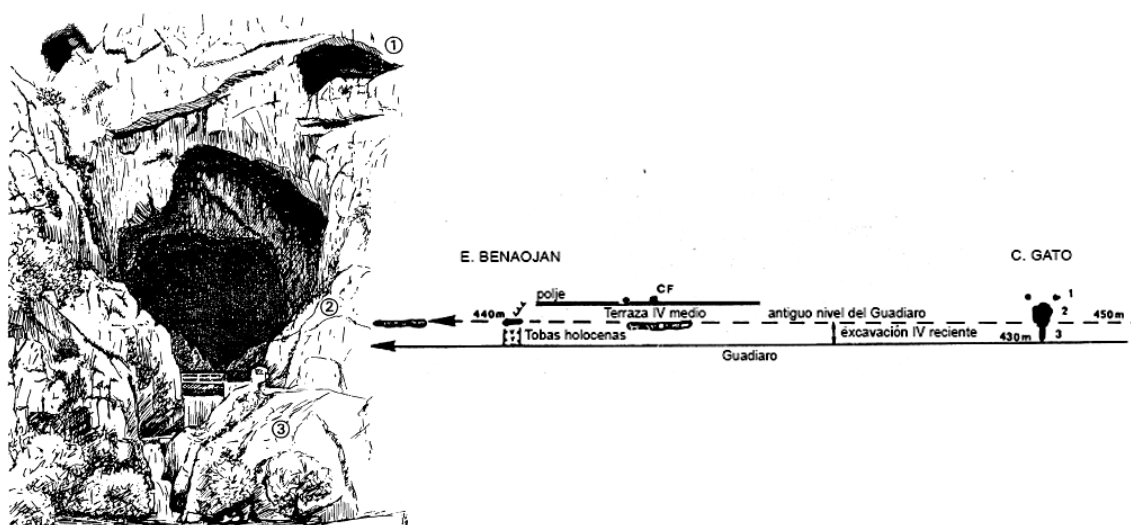


Fig. 6.10 Apetti morfologici e posizione morfogenetica della Cueva del Gato: 1) paleosorgenti livello alto; 2) ingresso cavità (livello intermedio); 3) gola incisa di raccordo al rio Guadiaro (da Delannoy, 1998)

relativi ad un'epoca non di flusso a pieno carico) con età che si aggirano intorno agli **80.000 anni B.P.**, quando pertanto il livello di base del vicino Guadiaro doveva essere ovviamente già al di sotto dei 450 metri di quota. In questa ipotesi, il terrazzo fluviale più a valle è necessariamente precedente al concrezionamento del livello intermedio suddetto e, dunque, sicuramente anteriore (in termini d'età) a quest'ultimo.

Ne discende che, in tale ipotesi, l'abbassamento del corso del rio Guadiaro (che determina la sopraelevazione della Cueva del Gato) sarebbe, pertanto, almeno successivo al Pleistocene Medio. Una conferma di tale ipotesi viene addotta sempre da Delannoy (1998) attraverso le datazioni isotopiche dei depositi travertinici depositatisi allo sbocco del profondo canyon di Ronda (o Tajo di Ronda), posto alcuni chilometri ad E del corso attuale del Guadiaro ma la cui incisione è strettamente correlata all'evoluzione recente di quest'ultimo. Tali formazioni travertiniche restituiscono un'età pari a circa 95.000 anni B.P., consentendone l'attribuzione all'episodio interglaciale Eemiano. L'incisione di queste cascate travertiniche all'interno del canyon deve essere, evidentemente, attribuita alla contemporanea azione erosiva degli episodi freddi ed umidi del Pleistocene superiore. D'altra parte, Delannoy (1998) segnala pure la presenza di un ulteriore deposito travertinico lungo la valle che unisce la sorgente di Benaolan al corso attuale del rio Guadiaro. Tale deposito viene datato all'Olocene, ciò implicando, ovviamente, che l'abbassamento del Guadiaro rispetto alla suddetta sorgente è necessariamente pre-olocenico.

Questa serie di considerazioni cronologiche relative ci consentono di poter attribuire con un certo grado di sicurezza che il calo del livello di base del Guadiaro che ha determinato la sopraelevazione delle sorgenti del Libar (Cueva del Gato e sorgenti di Benaolan e Jimera de Libar) è avvenuto nel Pleistocene superiore. Inoltre, ci è possibile, sulla scorta di Delannoy (1998), ridefinire il quadro morfoclimatico del Pleistocene Medio-Superiore tenendo conto dell'evoluzione speleogenetica della rete Hundidero-Gato:

- Evoluzione pre-Eemiana: i lembi terrazzati del rio Guadiaro descritti in precedenza e posti ad una ventina di metri più in alto rispetto alla quota attuale del fiume ci indicano come tale livello (450-455 metri) dovesse coincidere con quello del Guadiaro nel Pleistocene Medio. L'analoga posizione topografica delle sorgenti della Cueva del Gato, di Jimera de Libar e di Benaolan rispetto a tale quota suggerisce l'ipotesi di un funzionamento carsico di tali sorgenti proprio a partire da tale periodo.

- Evoluzione Eemiana: durante tale periodo le condizioni climatiche mediterranee sono state favorevoli al concrezionamento, come si rileva nelle gallerie della rete Hundidero-Gato.

- Evoluzione post-Eemiana: il Pleistocene Superiore si caratterizza per un progressivo abbassamento del livello di base del Guadiaro di circa venti metri e, contemporaneamente, per il riassetto del Sistema Hundidero-Gato.

In aggiunta a queste evidenze morfologiche, recentemente Rodriguez Vidal *et al.* (2008), sulla scorta dei dati di esplorazione speleologica di Mayoral (2004), hanno riconosciuto nei pressi di Benaolan una sequenza di terrazzi rocciosi fluviali del rio Guadiaro, sospesa tra i 60 e i 65 metri rispetto al letto attuale (posto a 420 metri circa). Tale sequenza si rinviene in un complesso di cavità note come Cuevas de la Estacion de Benaolan (70673 in fig. 6.6), di scarso valore speleologico ma che preservano evidenze di una modellazione fluviale prodotta dal rio Guadiaro (livelli erosivi, livelli di sopraelevazione, tracce di corrente, depositi fluviali). Quest'insieme di morfologie di carattere misto (erosivo e sedimentario) rappresenta una tipica sequenza di terrazzi fluviali su roccia generati, ovviamente, dal vecchio corso del rio Guadiaro e che sono rimasti sospesi (lungo il versante idrografico destro) tra i 64 ed i 60,5 metri sul livello del letto attuale. Correttamente Rodriguez Vidal *et al.* (2008) attribuiscono la genesi di queste cavità all'azione fluviale e non carsica (anche se presumibilmente è possibile ipotizzare una successiva evoluzione combinata). Inoltre, le suddette evidenze parrebbero indicare una dinamica erosiva prodotta da inondazioni rapide, dunque eventualmente relazionate ad una fase di incisione fluviale della valle, a dispetto dell'apparente terrazzamento del deposito in esame. Di conseguenza, tali autori ne de-

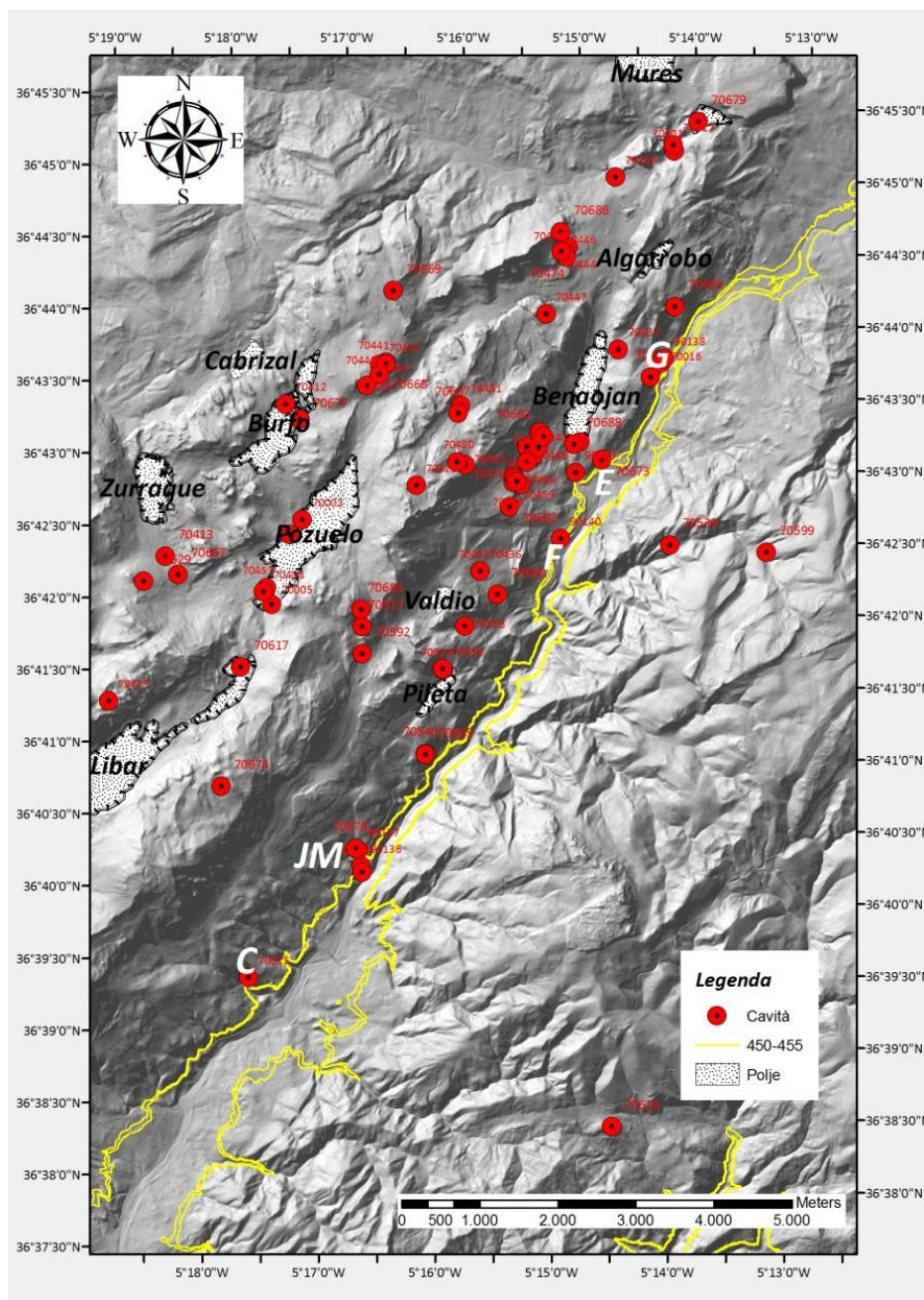


Fig. 6.11 Posizione del livello medio del rio Guadiaro nel Pleistocene Medio (450-455 metri) ed ubicazione delle principali reti speleogenetiche del versante orientale del Massiccio del Libar e ad esso relate: G = Cueva del Gato; E = Cuevas de la Estacion; F = Sorgente Fresnedilla; JM = Sorgente minore di Jimera de Libar; C = Cueva del Chapi.

ducono che entro questa fascia altitudinale (circa 480 - 485 metri di quota attuali) non vi devono essere tracce o livelli di terrazzi fluviali lungo il corso del Guadiaro. Tenendo poi conto delle diverse quote delle paleosorgenti della bocca del Gato (cfr. 5.c1), esse risultano tutte al di sotto (almeno di 20 metri) della fascia altimetrica dei terrazzi fluviali delle Cuevas de la Estacion de Benaajan, per cui durante la genesi di tali terrazzi le sorgenti del Gato e la stessa grotta non dovevano ancora aver assunto la morfologia attuale, così come il rio Gaduares rappresentava un corso endoreico che si perdeva nell'inghiottitoio dell'Hundidero ed alimentava un acquifero carsico sospeso. Questi ulteriori dati confermano l'ipotesi esposta anteriormente, è cioè che il livello medio del Guadiaro nel Pleistocene Medio (e prima della caduta del suo livello di base registrata al Gato nel Pleistocene Superiore) doveva situarsi intorno ai 450-455 metri. Inoltre,

tenendo conto che i terrazzi fluviali di Delannoy (1998) si trovano una pure essi ad una quota inferiore rispetto a quelli di Rodriguez Vidal *et al.* (2008) questi ultimi sono pure anteriori ai primi (datati al Pleistocene Medio). Cioè prima del terrazzamento fluviale del Pleistocene Medio vi fu una fase di alluvionamento rapido ed erosivo che può presumibilmente correlarsi ad un abbassamento del livello di base anteriore a tale epoca.

Ancor più interessante è osservare che indagando spazialmente la fascia altimetrica del Pleistocene Medio (450-455 metri) lungo tutto il fianco orientale del Massiccio de Libar (fig. 6.11), si intercettano almeno tre reti speleologiche di rilevante importanza: la sorgente de la Fresnedilla (nei pressi di Benaolan), la sorgente minore di Jimera de Libar e, soprattutto, la Cueva del Chapi. Secondo i dati di Mayoral (2004), quest'ultima ha caratteristiche speleogenetiche comuni alla Cueva del Gato ed agli altri sistemi la cui evoluzione è stata controllata dalla dinamica fluviale del Guadiaro: un livello profondo completamente inondato, uno intermedio con flusso a pelo libero ed uno superiore ormai relitto con circolazione vadosa e significativa presenza di concrezioni. Un adeguato rilievo di questa cavità, unita a datazioni più accurate degli speleotemi, consentirebbe di aggiungere un ulteriore elemento di prova alla cronologia relativa dell'abbassamento quaternario del livello di base del rio Guadiaro.

Rodriguez Vidal *et al.* (2008) hanno peraltro osservato come, tenendo conto che la pendenza media del corso del Guadiaro (nel tratto tra la Cueva del Gato e la Estacion de Benaolan) è dello 0,7% e che quella del corso sotterraneo del Gaduares è del 4%, ciò significa che quest'ultima è 5,7 volte maggiore. Ovvero deducono che se la dinamica fluviale attuale portasse il Gaduares a raggiungere la medesima pendenza del Guadiaro, la base dell'entrata dell'Hundidero (a monte del sistema) dovrebbe essere 28 metri più bassa della sua quota attuale. E' evidente, dunque, che il letto sotterraneo del Gaduares è sopraelevato e ha, attualmente, un'importante tendenza all'incisione regressiva utile a ribassare il letto dell'entrata al Gato (di 9,5 metri, cfr 5.c1) ed all'Hundidero (di 28 metri).

Complessivamente, lo studio dei paleosistemi della Cueva de la Pileta e del Gato ha messo in evidenza una sovrapposizione di antichi livelli di drenaggio carsico legati alle differenti fasi del progressivo abbassamento del livello del Guadiaro. Tuttavia, la loro cronologia relativa non ci fornisce informazioni circa le cause e l'età della cattura carsica del Gaduares da parte del sistema Hundidero-Gato. Nel bacino di Ronda (posto più ad E) non vi sono tracce significative dell'originaria organizzazione idrografica del Guadiaro. Sul versante opposto (ovvero quello orientale della Sierra de Libar) esistono paleoforme fluviali scolpite nelle successioni calcaree giurassiche. Tra le più evidenti e già riconosciuta da Delannoy (1987), vi è la profonda incisione lungo l'allineamento dei rilievi Mures-Cupil (Peñon de Mures), all'estremo nordorientale del Massiccio. Alla base di tale incisione si sviluppa una depressione allargata che coincide con la parte più bassa dell'omonimo polje (cfr. 5.b3). La presenza, sul fondo, di ciottoli di marne, marne calcaree ed arenarie appartenenti al Flysch di Algeciras ed erosi dalle vicine colline della Sierra Peralto (più ad O) permette di supporre che la depressione del Mures sia stata percorsa dal Gaduares prima che esso fosse catturato dalla rete endocarsica. In questo senso, è possibile stabilire una cronologia relativa del funzionamento di quest'antica valle fluviale, anche sulla scorta del modello evolutivo proposto da Delannoy (1987 e 1998).

E' già stato giustificato in precedenza (cfr. 5.b3) che lo spianamento della superficie strutturale del Peñon de Mures (rilievo monoclinale con strati molto inclinati) ha un'età almeno pari a quella delle stesse formazioni post-orogeniche in discordanza angolare su di essa, ovvero Tortonian-Messiniana. L'incisione da parte del Gaduares di tale rilievo e lo spianamento finale della sua superficie strutturale deve aver avuto luogo in una fase immediatamente successiva (almeno Pliocenica), relazionata ad un calo del livello di base del Guadiaro. D'altra parte, è stato anche asserito che il livello medio di quest'ultimo doveva essere situato intorno ai 750-780 metri di quota in epoca anteriore a quella di formazione delle più vecchie concrezioni della Cueva della Pileta, ovvero sicuramente prima di 350.000 anni B.P. (Pleistocene Medio). Si è del resto ricavato

che in tale momento il livello medio del Guadiaro doveva trovarsi molto più in basso, nella fascia altitudinale dei 450-455 metri, ragion per cui si può ritenere che lo spianamento della depressione del Mures (posta pur essa ad una quota pari a 750 metri circa) sia terminato almeno nel Pleistocene Inferiore e, di conseguenza, che l'incisione del rilievo abbia avuto inizio ancora prima, già nel Pliocene. L'esistenza della rete idrografica del Gaduares prima del Pliocene può essere relazionata pure alla presenza di un terrazzo fluviale posto ad una quota di circa 755-760 metri (ovvero leggermente superiore a quella della superficie spianata della depressione del Mures), quattro chilometri ad O del polje di Mures e lungo il margine idrografico sinistro dell'attuale Gaduares. Esso ha una planarità pressoché perfetta e si trova rilevato di quasi 65 metri rispetto a quest'ultimo (fig. 6.6).

La posizione attualmente sospesa dell'antica valle del Gaduares, l'abbandono delle gallerie inondate nella Cueva de la Pileta e l'incisione in una profonda gola delle successioni tortoniane post-orogeniche nel Tajo de Ronda, sono tutti elementi indicativi di un importante abbassamento del Guadiaro legato, secondo Delannoy (1987), al potenziale energetico derivante dal sollevamento post-pliocenico della catena betica (cfr. 2.b3). A tale parametro tettonico vanno aggiunti i contributi del potenziale erosivo prodotto dall'alternanza delle condizioni morfoclimatiche pleistoceniche (soprattutto nel caso degli episodi freddi e umidi).

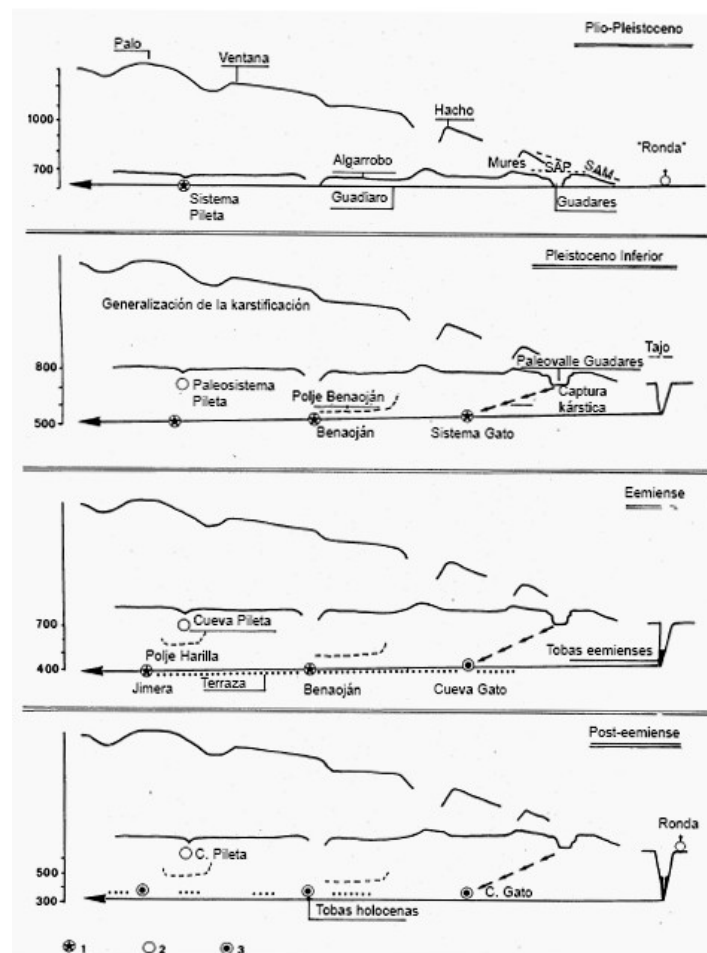


Fig. 6.11 Tappe evolutive dell'abbassamento del rio Guadiaro e la strutturazione del drenaggio carsico dipendente dal livello di base del Guadiaro. 1. drenaggio della zona inondata; 2. paleodrenaggio carsico evolutosi in rete speleologica; 3. paleodrenaggio intercettato dalla valle del Guadiaro e successivo funzionamento come emmissore carsico; S.A.M. = Superficie di Spianamento Messiniana; S.A.P. = Superficie di Spianamento Pliocenica (da Delannoy, 1998).

Sarà proprio l'abbassamento del livello di base del Guadiaro nel Pleistocene a determinare la carsificazione dell'intera Sierra de Libar. Infatti, l'incrementato potenziale di carsificazione di quest'epoca (abbassamento del livello di base e condizioni idrogeologiche favorevoli durante gli episodi freddi ed umidi) comporta una ristrutturazione ed un progressivo ampliamento del drenaggio carsico. Tale riorganizzazione complessiva definisce in superficie una nuova dinamica carsica che si esplicita con la cattura del rio Gadares superficiale nella rete endocarsica e per la progressiva evoluzione delle depressioni del fianco orientale del Massiccio in polje (Pileta, Valdio, Benaójan, Algarrobo).

L'evoluzione complessiva secondo il modello di Delannoy (1998) è rappresentata in fig. 6.12.

Passando ora al settore centrale e settentrionale dell'antiforme del Massiccio del Libar, in essi si è già evidenziata la presenza di un significativo numero di depressioni chiuse, alcune delle quali in tutto e per tutto assimilabili a dei polje (cfr. 5.b3). In particolare, alcuni di questi polje si caratterizzano per mostrare chiare evidenze di paleosuperfici di corrosione funzionale, poste a livelli altimetrici distinti l'una rispetto all'altra ed indicative di un'evoluzione del fondo di tali depressioni strettamente correlata alla tettonica ed all'alternanza di cicli biostatici e resistatici. Va altresì sottolineato che l'iniziale origine tettonica delle depressioni del Libar è un dato ampiamente accettato dai diversi autori che hanno studiato la regione. Come indica Nicod (1983), esiste una stretta relazione tra i principali polje mediterranei e le lineazioni tettoniche che si riattivano periodicamente nel loro contesto areale. Nel caso dei polje del Libar, Lhenaff (1977b), attribuisce proprio al sollevamento tettonico post-Tortoniano (cui si è accennato poco sopra) l'innescò dello sviluppo dell'intero apparato carsico per importante caduta del livello di base. Del resto, pure nel presente studio si è evidenziato il notevole controllo che la tettonica ha nel determinare lo sviluppo delle forme esocarsiche maggiori.

Le depressioni carsiche in cui ciò risulta particolarmente evidente sono: il polje del Libar, il polje di Burfo, il polje di Zurraque ed il polje di Pozuelo.

Il caso del polje del Libar è stato esemplarmente analizzato già da Lhenaff (1977b e 1986), Delannoy (1986, 1987, 1989 e 1998) e, più recentemente, da Gracia e Benavente (2006). Più in dettaglio, nel polje di Libar Delannoy (1998) riconosce alcune valli sospese lungo il fianco occidentale dello stesso ed osserva pure come queste, a quote superiori (tra i 60 ed i 100 m) rispetto alla superficie attuale dei Llanos de Libar, ne incidano il ripido margine. Analizzando la morfologia del margine nordoccidentale del polje (dove la scarpata è fossilizzata da importanti depositi colluviali), Delannoy (1998) scarta la tesi di un controllo strutturale nella morfogenesi di tali valli e giunge a supporre l'esistenza di una rete fluviale antica, probabilmente anteriore al Pleistocene Inferiore, la cui estensione, tuttavia, non viene meglio definita (fig. 6.12). Questa rete idrografica avrebbe solcato il centro del massiccio drenando il proprio flusso verso N, ovvero nella zona delle grandi depressioni carsiche del Libar, di Pozuelo e di Montejaque, facendosi poi strada verso il bacino di Ronda attraverso il paleoalveo del Gadares (a Nord del polje di Benaójan). Tale flusso avrebbe peraltro contribuito all'asportazione delle marne calcaree cretacee che riempivano il *semigraben* del Libar. Successivamente, il sollevamento tettonico del Massiccio del Pleistocene Inferiore avrebbe attivato l'erosione e l'approfondimento del letto del vicino fiume Guadiaro, contribuendo così (con un'erosione regressiva) allo smantellamento della copertura cretacea (Delannoy, 1998). Nel contempo si sarebbe riorganizzato l'assetto del drenaggio carsico sotterraneo che portò alla disorganizzazione della rete idrografica originaria della zona del Libar. Sarebbe proprio a partire da questo momento (secondo Lhenaff, 1977b), che la depressione del Libar avrebbe iniziato a funzionare come un polje in senso stretto.

Pur riconoscendo l'importanza di alcuni dei punti della ricostruzione di Delannoy (1998), Gracia e Benavente (2006) rivedono parzialmente tale ipotesi morfoevolutiva. Secondo detti autori è di per se improbabile che il flusso idrico superficiale sia in grado di incidere attualmente valli fluviali nel Massiccio. L'alta porosità secondaria dei calcari mesozoici, che si manifesta in una fitta rete di diaclasi e faglie aperte, ostacola la concentrazione dei flussi e la formazione di elementi fluviali

stabili (Gracia e Benavente, 2006). Inoltre, la strutturazione tettonica del Massiccio si produsse durante il Terziario (Paleogene-Miocene Medio), per cui è possibile supporre che dall'inizio della carsificazione generale dello stesso (avvenuta probabilmente, come visto, già subito dopo il Messiniano) tale porosità da fratture esisteva in un grado per lo meno simile a quello attuale.

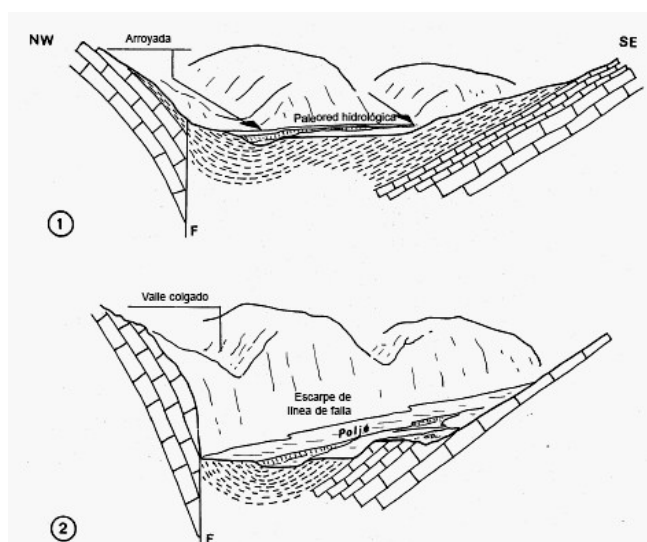


Fig. 6.12 *In alto*: depressioni carsiche sospese sul fianco settentrionale del polje del Libar. *In basso*: interpretazione di Delannoy (1998) dell'origine di tali incisioni. 1) funzionamento di una paleorete idrografica; 2) valli rimaste sospese a seguito dell'incisione fluviale sulle marne calcaree cretacee e progressiva erosione della scarpata lungo la linea di faglia.

La Sierra de Líbar presenta, d'altro canto, tutti i tratti caratteristici dei massicci carsici, nei quali la morfogenesi e lo sviluppo di corsi di acqua superficiali stabili è decisamente ostacolata e la quasi totalità del flusso idrico circola attraverso il sistema endocarsico. A confermare l'ipotesi di Delannoy (1998) rimarrebbe solo la condizione di sussistenza di una paleocircolazione superficiale da parte di presunti afflussi allogenicici che, nascendo fuori dal massiccio, l'avrebbero attraversato perifericamente. Tuttavia, qualora ciò si fosse verificato, tali afflussi avrebbero necessariamente formato canyon di una certa estensione e non valli aperte (Gracia e Benavente, 2006).

D'altra parte, nelle numerose depressioni e valli sospese che caratterizzano il Massiccio, Gracia e Benavente (2006) non riscontrano alcuna evidenza morfologica o sedimentaria che permetta di pensare ad un possibile corso fluviale relitto, per di più responsabile dell'incisione iniziale di queste depressioni. Inoltre, un corso di queste caratteristiche, capace di scavare valli nel substrato calcareo, avrebbe dovuto sviluppare un bacino sufficientemente ampio tale da concentrare il flusso necessario per un simile meccanismo erosivo. Osservando l'ipotetica area di testata a monte del bacino (localizzabile univocamente nei pressi della Sierra Blanquilla e della Sierra de los Pinos, a NO di Cortes de la Frontera), i due autori identificano numerose forme carsiche relitte sospese a più di 100 m di altitudine, come doline o fondi di piccoli polje periferici, ma non resti di una possibile dinamica fluviale (come potrebbero essere valli sospese, paleocanyon, etc.). Inoltre, l'estensione areale di questa zona a monte del bacino è molto ridotta: appena a 2 km a Ovest del polje del Libar il massiccio carsico cede il passo, dopo un'importante scarpata sinuosa (di quasi 800 m di dislivello), alla serie di dolci e bassi rilievi della Loma de Barrida, un complesso collinare di arenarie mioceniche (Gracia e Benavente, 2006).

Quanto alle già citate paleovalli sospese, la loro morfologia fa propendere maggiormente per una morfogenesi chiaramente carsica. Seguendo il margine NO del polje del Libar, in corrispondenza del fianco anticlinale che lo divide dal polje del Republicano, si identificano numerose depressioni sospese ed aperte, alcune con pendenza verso la piana del Libar ed altre verso quella del Republicano. Si tratta generalmente di aree depresse molto rettilinee, fortemente condizionate da fratture e faglie trasversali all'orientazione generale di questi polje (Gracia e Benavente, 2006). Nelle citate paleovalli si osserva come i supposti paleoalvei siano in realtà allineamenti di doline gradate, che disegnano depressioni allungate (con pendii inclinati) le cui forme possono ricordare quelle di una valle fluviale. Questo tipo avvallamento carsico è molto comune nel vicino massiccio dell'Endrinal, ma sempre con una chiara origine carsica (per quanto legata ad un contesto morfoclimatico più marcatamente periglaciale). Una conferma della bontà delle osservazioni di Gracia e Benavente (2006) in merito alla natura ed all'opportuna interpretazione delle paleovalli di Delannoy (1998) può essere ottenuta analizzando un'immagine di dettaglio relativa al rapporto tra bande spettrali B₃ e B₁ Landsat ETM+, prodotte secondo la modalità indicata al paragrafo 4.e. Ricordiamo che tale supporto digitale fornisce un'indicazione delle aree in cui è significativa la presenza di suoli residuali (derivanti dalla lisciviazione della frazione insolubile delle rocce carbonatiche) arricchiti in minerali ferrosi (ossidi ed idrossidi di ferro) e, dunque, potenzialmente diagnostici di depressioni carsiche. La fig. 6.13 evidenzia la variazione dell'IOI (Iron Oxide Index) proprio nell'area dei Llanos del Libar in cui si rilevano le supposte valli di origine fluviale. E' evidente, l'abbondante presenza di depressioni carsiche, talora isolate, in altri casi allineate secondo una direzione di sviluppo che coincide chiaramente con direttrici strutturali (frequentemente faglie direzionali).

D'altra parte pare non sia necessario ricorrere ad una supposta rete fluviale primitiva per giustificare lo smantellamento dell'unità calcareo-marnosa della Fm Capas Rojas nel massiccio del Libar. Un'erosione fluviale più o meno recente (per quanto generale essa sia) raramente è efficace in questo senso, specialmente se la regione è sottoposta a ripetuti movimenti verticali differenziali (qual è, come ben noto, il caso della Sierra de Libar). Ad ulteriore conferma, è possibile rilevare come non esistano resti di calcari marnosi nelle gole o nelle depressioni sospese del massiccio; tutti gli affioramenti di questi litotipi si limitano strettamente al fondo dei polje o ai loro immediati dintorni, dove appaiono peraltro sempre in contatto tettonico coi calcari giurassici dei margini (Gracia e Benavente, 2006). In aggiunta, i calcari-marnosi appaiono unicamente sul fondo delle depressioni nelle quali, paradossalmente, l'erosione dell'ipotetica rete fluviale avrebbe dovuto avere maggior forza. L'assenza di affioramenti di marne calcaree cretacee lontano dal fondo dei polje, ci indica che la loro estensione areale doveva essere già inizialmente molto contenuta (forse già prima delle tappe di sollevamento del massiccio) e limitata a piccole depressioni sinclinali (molto marginali rispetto al corso principale del Guadiaro) e comunque

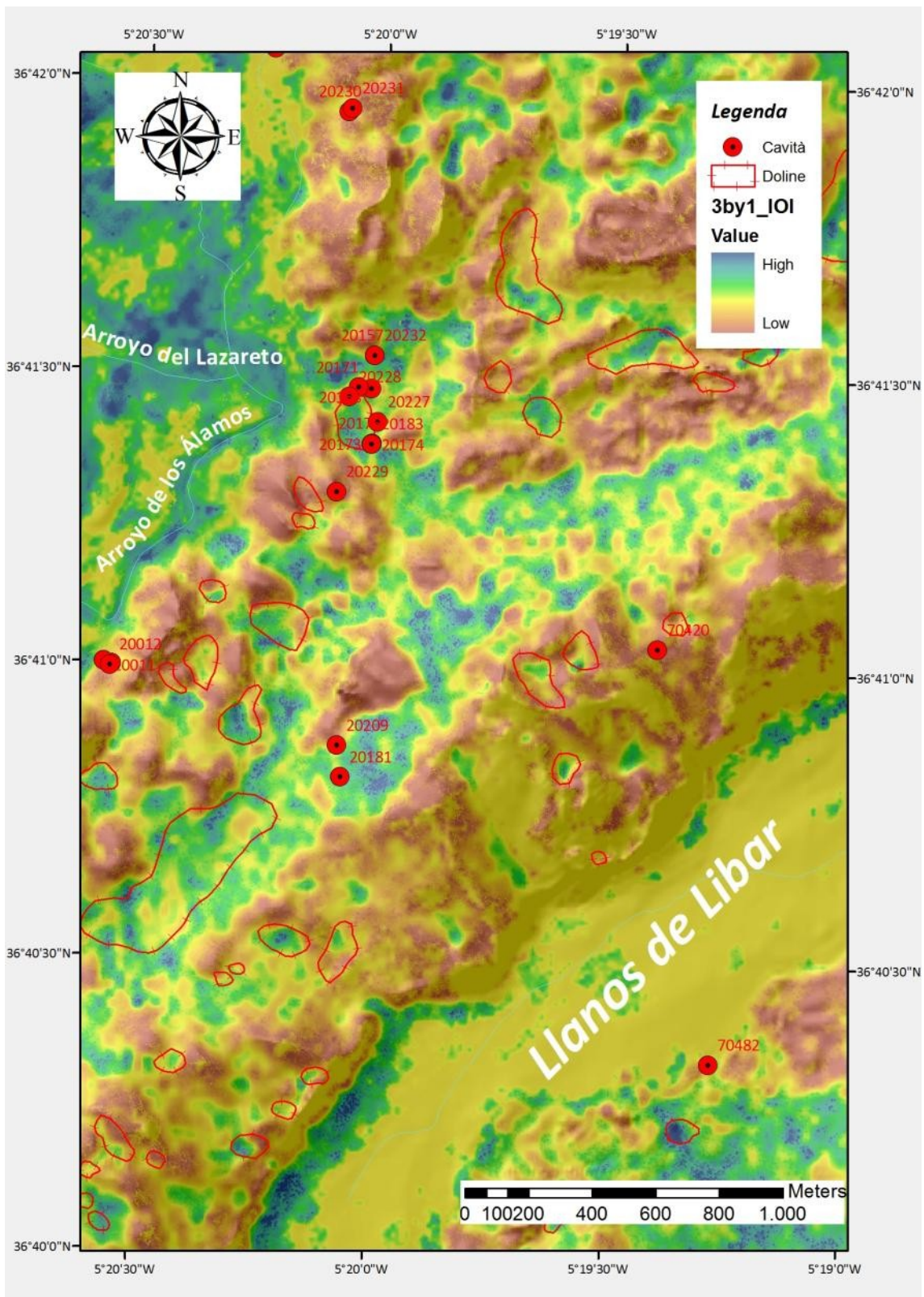


Fig. 6.13 Immagine di dettaglio dell'IOI calcolato per l'area del settore nordoccidentale del Libar.

sempre all'interno di fosse tettoniche (Gracia e Benavente, 2006), così come accade, per esempio, nel vicino Massiccio di Grazalema. Pertanto, appare improbabile che possa esserci stato uno smantellamento erosivo generale dei calcari-marnosi del Massiccio in relazione a processi fluviali, poiché sembra chiaro che tale unità ha occupato unicamente il fondo delle fosse tettoniche. La successiva espansione areale dei polje si ebbe a seguito di varie fasi di rielaborazione di superfici

di corrosione sui calcari giurassici e cretacei. È evidente, dunque, che progressive riattivazioni tettoniche delle faglie lungo le scarpate marginali hanno provocato l'approfondimento delle depressioni, lasciando sospese le superfici di spianamento carsico. Di fatto ancora oggi i fondi dei polje del Massiccio del Libar continuano a delimitare gli affioramenti dei calcari-marnosi e sono controllati dalle stesse faglie che ripetutamente si sono riattivate tra il Pliocene ed il Quaternario (Gracia e Benavente, 2006).

Il controllo tettonico nell'evoluzione geomorfologica del sistema di polje del Massiccio del Libar appare, a questo punto, relativamente evidente. Durante il Miocene la struttura geologica del Massiccio dovette già consistere in un insieme di pieghe di orientazione NE-SO interessate e variamente dislocate da faglie di diversa direzione, ed all'interno delle quali (come già rilevato da Moreno et al., 1990) le successioni marnoso-calcaree del Cretaceo Superiore erano preservate sottoforma di lembi residuali compresi tra grandi faglie. La trasgressione marina che interessò l'intera Cordigliera Betica nel Tortoniano favorì il riempimento del Bacino di Ronda (prova ne siano le estese successioni dei litotipi delle formazioni Post-orogeniche, cfr. 2.b2.4). Durante tale fase trasgressiva i rilievi continentali emergenti del Bacino dovettero subire intensi fenomeni erosivi (continentali e costiero-marini), sviluppando una superficie di erosione generalizzata di portata regionale e che originariamente doveva raccordarsi con il livello medio marino (esempio ne sia la S.A.M di fig. 6.6). Per quanto i movimenti tettonici successivi abbiano reso considerevolmente disomogenea tale superficie originariamente con una topografia dolce, nel Massiccio del Libar si riconoscono ancora lembi isolati di una superficie erosiva elevata e che a grandi linee si raccorda al Bacino di Ronda, in direzione NE. Tale superficie originaria (di probabile origine carsica, secondo Lhenaff, 1977b) segnerebbe un momento anteriore alla formazione del complesso dei polje del Massiccio (fig. 6.14). Nonostante la topografia piana o debolmente ondulata di questa fase iniziale, il clima prevalentemente secco del Messiniano e del Pliocene devono aver inibito lo sviluppo di importanti morfologie carsiche durante tale periodo (Gracia e Benavente, 2006). D'altra parte, nel Pliocene ebbe luogo un'intensa attività tettonica distensiva, con importanti movimenti verticali differenziali ed una prima di elevazione significativa dei massicci delle Zone Interne dell'intera Cordigliera (si veda fig. 2.39). Nel Massiccio del Libar tale fase determinò la riattivazione di faglie preesistenti e diede luogo alle fosse tettoniche che successivamente evolveranno come polje. Le orientazioni di tali fosse sono controllate, come più volte ribadito, dalle principali faglie che ne hanno determinato l'approfondimento, ovvero con orientazioni NE-SO, NO-SE e NNO-SSE. Tale riassetto del rilievo dovette determinare la disorganizzazione del sistema idrogeologico (Delannoy, 1998), processo responsabile della formazione iniziale delle depressioni che, pertanto, fin dal principio furono polje di tipo tettonico (*sensu* Ford e Williams, 2007). Contemporaneamente, l'elevazione relativa del massiccio montuoso del Libar indusse l'instaurarsi di un livello di base carsico coincidente con quello del vicino rio Guadiaro, che si approfondì nel settore orientale del Libar. Queste prime tappe condussero, in definitiva, alla carsificazione dei rilievi più elevati della Sierra ed all'inizio della strutturazione della rete endocarsica (Delannoy, 1998).

Come si è visto (cfr. 3.d2) l'evoluzione di un polje ha luogo per progressiva corrosione laterale. Parte di tale corrosione ha luogo sotto copertura pedologica e producendo, talora, un marcato criptocarsismo. Le superfici di criptocorrosione carsica si producono fundamentalmente durante le fasi umide (Gracia, 1999), determinanti una progressiva espansione laterale del fondo dei polje e lo sviluppo di un flusso idrico orizzontale. Nel contempo si ha la generazione di terra rossa (dalla decalcificazione dei rilievi circostanti) che viene trasportata sul fondo dei polje e parzialmente evacuata attraverso gli inghiottitoi. Una risalita del locale livello piezometrico può determinare l'alluvionamento del fondo e, di conseguenza, l'allargamento del fondo per corrosione laterale. In questo modo, durante il Pliocene-Pleistocene inferiore fu incisa la superficie S₁ (fig. 6.14), attualmente a quota molto elevata e riconoscibile nei principali polje della

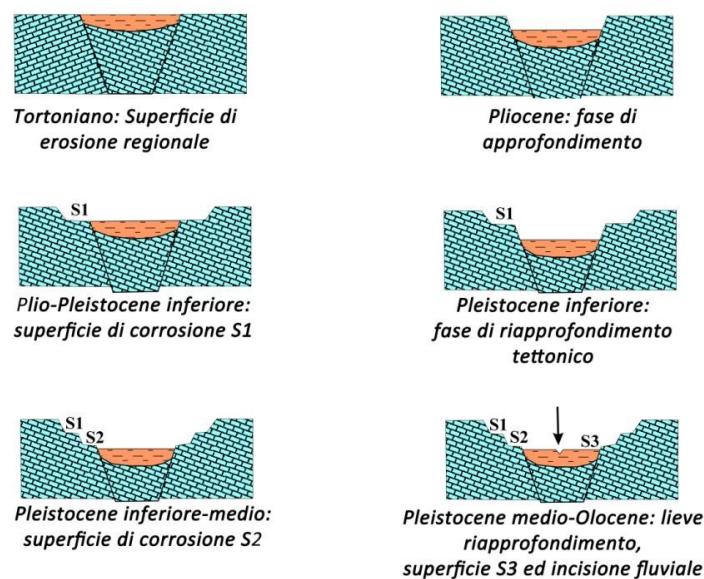


Fig. 6.14 Possibile evoluzione geomorfologica dei polje del Libar ed eventuale cronologia relativa (modificato da Gracia e Benavente, 2006)

del Massiccio del Libar (Pozuelo, Burfo, Zurraque e Libar) ed a spese del criptocarsismo impostatosi sui calcari giurassico-cretacei che affioravano nei rilievi circondanti ciascun polje.

Morfologicamente questa superficie mostra un relativo grado di planarità, con pendenze dolci verso il fondo delle depressioni. Per tale ragione, nell'indagine parametrica sviluppata per il presente studio si è deciso di elaborare dei raster delle pendenze inferiori ai 5° e relazionate a differenti altezze (cfr. 4.d). In alcuni punti lo spianamento è più imperfetto, indicativo della presenza di piccoli rilievi residuali (*paleohum*). Sulla superficie S₁ si rinvenivano numerosi karren arrotondati, originariamente di tipo semilibero o coperto ed oggi esumati, pertanto indicativi di intensi processi di corrosione. Pure si rilevano doline in corrispondenza degli spianamenti, di varia natura (collasso o depressione idrogeologica) e solitamente lungo allineamenti caratteristici di direttrici strutturali o fratture. Data la natura litologica delle marne calcaree del fondo delle depressioni, è ragionevole ritenere che questi non abbiano sperimentato approfondimenti verticali per corrosione.

Successivamente, nel Pleistocene inferiore ebbe luogo una nuova fase tettonica che, come evidenziato da Delannoy (1998), indusse movimenti differenziali e portò ad un ulteriore ribassamento delle fosse tettoniche. I fondi dei polje tornarono ad acquisire la medesima morfologia originaria, per quanto ad una quota altimetrica ovviamente più bassa. In questa nuova situazione morfostrutturale, durante il Pleistocene Inferiore - Medio si ripeté la sequenza dei processi citati in precedenza e che culminò nella formazione di una superficie di corrosione più bassa (la S₂ di fig. 6.14), incassata nella precedente. Secondo quanto sostiene Delannoy (1998), il livello S₂ dovette essere funzionale, almeno parzialmente, almeno fino al Pleistocene Medio (così come può dedursi dalla datazione a 142000 anni B.P. per le colate stalagmitiche della Sima Hoyo de Cortes o de Libar).

La causa principale dell'incisione di una superficie nella precedente è sicuramente legata all'abbassamento del livello di base carsico che, per quanto in molti polje abbia un'origine marcatamente climatica (variazioni a fasi più calde o secche), nel caso delle depressioni del Libar si deve principalmente a movimenti tettonici differenziali (elevazione del massiccio o ribassamento del fondo). In questo caso il flusso idrico diviene verticale e contribuisce alla degradazione meteorica e allo smantellamento del profilo di meteorizzazione, che è trasportato da un'incipiente rete fluviale nel fondo del polje e, da qui, verso i ponor carsici. Questo assetto

generale impedisce, evidentemente, l'innescare di fenomeni di criptocorrosione carsica. In seguito, un nuovo cambio nelle condizioni ambientali porta alla generazione di una nuova superficie di corrosione (a minor altezza), incisa nell'anteriore e la cui espansione va riducendo l'estensione delle superfici più elevate (si osservi, per confronto, le esigue estensioni delle superfici S₁ ed S₂ rispetto alle successive S₃ ed S₄ nella mappa di fig. 6.1). La distribuzione e le altezze delle superfici dei polje del Libar indicano che, una volta generato il polje iniziale (superficie S₁), l'elaborazione della superficie S₂ fu legata indiscutibilmente ad un processo che interessò l'intera Sierra. Questo risultato è già stato ottenuto da Gracia *et al.* (2000), ma nel presente studio, la possibilità di interpolare le superfici rilevate ad un DTM di opportuna risoluzione, ha consentito di ottenere dei dati morfometrici nuovi e confrontabili con quelli già noti in letteratura (tab. 6.1 e 6.2).

<i>Superficie e quota media (metri s.l.m.)</i>	<i>Zurraque</i>	<i>Burfo</i>	<i>Pozuelo</i>	<i>Libar</i>
S1	1032,5	1038,3	1033,7	1029,5
S2	979,8	991,6	970,6	982,8
S3	951,9	977,4	942,1	974,7
S4	938,1	975,7	917,8	n.p.
Fondo	929,8	967,4	916,3	982,5

Tab. 6.1 Valori delle altezze medie delle superfici di corrosione rilevate nei polje di Zurraque, Burfo, Pozuelo e Libar.

<i>Differenziale superfici (metri)</i>	<i>Zurraque</i>	<i>Burfo</i>	<i>Pozuelo</i>	<i>Libar</i>
S1-S2	52,6	46,8	63,2	46,7
S2-S3	27,9	14,2	28,5	8,1
S3-S4	13,7	1,7	24,3	n.c.
S4-Fondo	8,3	8,3	1,4	7,8

Tab. 6.2 Valori delle differenze di quota tra superfici di corrosione successive.

In particolare, questi dati confermano come la superficie S₁ (rilevabile in tutti i polje) abbia un rango d'altezza grossomodo comune a tutti i polje (tra i 1030 ed i 1038 metri circa). Il differenziale tra le superfici successive S₁ ed S₂, testimonia la rilevanza dell'evento che determinò il significativo approfondimento della S₂ nella S₁. Tale valore va dai 46,7 metri per il polje del Libar, ai 63,2 metri per quello di Pozuelo. L'entità di questo differenziale suggerisce, pertanto, una preponderanza del controllo tettonico nel passaggio da una superficie all'altra.

Nel Pleistocene Medio, dovette poi prodursi un nuovo, per quanto lieve (ma solo nel caso di Burfo e del Libar, tab. 6.2) ribassamento tettonico delle fosse, che condusse all'elaborazione di una nuova superficie di corrosione, la S₃ (fig. 6.14). Ciò nonostante, Delannoy (1998) ritiene che le condizioni climatiche calde dell'Eemiano permisero lo sviluppo di una copertura forestale e pedologica più o meno uniforme. I flussi superficiali, con scarso carico solido per via della debole erosione dei versanti, avrebbero inciso il livello S₂, originando l'abbandono definitivo della rete endocarsica della Sima de Libar e la migrazione a monte degli inghiottitoi. In seguito, le fasi fredde ed umide post-eemiane del Pleistocene Superiore, diedero luogo ad un riempimento parziale del fondo dei polje di materiale colluviale, così come si osserva lungo i margini nordoccidentali del polje de Libar (fig. 6.12). Dal Pleistocene Superiore queste depressioni hanno sperimentato pochi cambi, consistenti nell'erosione del fondo e nello smantellamento del profilo di meteorizzazione dei versanti, concordemente con la situazione climatica calda olocenica.

Come segnalano Gracia e Benavente (2006), la particolarità dei polje della Sierra de Libar risiede nel carattere di scarsa carsificabilità superficiale del loro fondo. Tale aspetto singolare permette di catalogarli in senso stretto come fosse tettoniche molto recenti, in cui la criptocorrosione ha funzionato attivamente nei rilievi circostanti, ma non sul fondo. La presenza di superfici di corrosione a quote diverse è in questo caso legato a successivi abbassamenti del livello di base carsico provocati da diversi episodi tettonici, manifestati dai sollevamenti dell'intero Massiccio e dal ribassamento relativo delle aree periferiche (valle del Guadiaro). Si tratta, dunque, di polje tettonici che si sono evoluti congiuntamente, essendosi generati tutti a partire dallo stesso momento ed avendo prodotto lo stesso numero di paleosuperfici di corrosione terrazzate, dal momento che le cause di tale dislivello tra di esse è legato a cause esterne e generalizzate a tutti il Massiccio.

In definitiva, i polje del Massiccio del Libar, rappresentano elementi geomorfologici singolari, non solo per la evidente spettacolarità delle forme carsiche che presentano, o per le chiare implicazioni idrogeologiche del loro funzionamento, ma anche perché la loro analisi morfostrutturale consente di ricostruire l'evoluzione neotettonica di una zona montuosa tettonicamente e sismicamente attiva nell'ambito della Cordigliera Betica. Di fronte alla palese assenza di depositi quaternari deformati (*geomarker* comunemente usati negli studi neotettonici), è necessario evidenziare l'enorme utilità dei polje come marcatori neotettonici e la loro importanza per la ricostruzione del quadro geologico evolutivo di zone attive.

A decorative graphic on the right side of the page. It features three blue circles of varying sizes, each composed of concentric circles in different shades of blue. Two thin blue lines intersect to form a large 'V' shape that frames the circles. The circles are positioned at the top, middle, and bottom right of the page.

7. Applicazione alla gestione della Geodiversità

7. Applicazione alla gestione della Geodiversità

In relazione alla straordinaria varietà e quantità di morfologie (prevalentemente di natura carsica) che caratterizzano tanto il Massiccio di Grazalema quanto quello del Libar, si è ritenuto opportuno ideare ed implementare, attraverso uno studio di fattibilità preliminare, uno strumento innovativo che consenta la gestione e la promozione degli elementi della Geodiversità inventariati nell'area di studio. In questo senso, si è deciso, nell'ambito di un progetto di collaborazione esterno al presente lavoro, di fare ricorso ad un'interfaccia grafica WebGIS, a sua volta relazionata con un Open Source (OS) Database Management System (DBMS). Tale scelta è parsa in prima analisi quanto meno opportuna, specie tenendo conto del fatto che (almeno nell'ultimo decennio) le applicazioni *geoweb* si sono ampiamente diffuse a più livelli proprio al fine di comunicare ed educare alla Geodiversità e alla Geoconservazione (Bissig, 2008; Reynard, 2008; Martin, 2010; Giordano *et al.*, 2011) e, in qualche caso, anche allo scopo di adottare nuovi approcci per una gestione complessiva del Patrimonio Geologico (Ghiraldi *et al.*, 2009; Ghiraldi *et al.*, 2010; Stankovic *et al.*, 2011; Zanoletti *et al.*, 2011).

Le applicazioni WebGIS, infatti, non consentono solo la visualizzazione di dati georeferenziati attraverso la rete, ma ne permettono (differentemente da altre soluzioni applicative online) anche l'editing e gran parte delle funzionalità proprie di un GIS. Questa sembra essere una valida ragione per giustificare il tentativo di rappresentare e comunicare tematiche legate alla Geodiversità proprio attraverso un WebGIS. In collaborazione con il Dottor Pietro de Cosmo, è stato sviluppato preliminarmente un'interfaccia grafica ribattezzata, all'occorrenza, **GeoDIV**, ovvero **Geodiversity WebGIS interface**. La significatività del progetto, di per sé non nuovo nel panorama della gestione della geodiversità (si vedano i lavori di Ghiraldi *et al.*, 2009; Ghiraldi *et al.*, 2010 e di Zanoletti *et al.*, 2011), risiede nel ricorso a software esclusivamente di tipo Open Source (OS). Considerando poi il crescente interesse che la tematica di gestione del patrimonio geologico sta riscuotendo tanto in Spagna (Carcavilla *et al.* 2009) quanto nel resto del mondo, si è pensato di utilizzare il database di informazioni relative alla geodiversità dell'area della Sierra de Grazalema, oggetto del presente studio. Nel contempo si è pure posto il problema di come meglio rappresentare questa grande ricchezza e varietà di elementi distintivi attraverso uno strumento così innovativo. Ciò poiché il ricorso a tale interfaccia grafica ha una duplice valenza: in primo luogo poiché costituisce un dispositivo idealmente efficace per realizzare inventari e misure della Geodiversità (*sensu* Gray, 2004); in secondo luogo visto che può contribuire all'incentivazione del Geoturismo ed all'uso delle risorse geologiche stimolando pure l'economia delle aree rurali. Infatti, il Geoturismo è solo un aspetto marginale del più generale *turismo sostenibile*, e non deve essere legato solo alla conoscenza ed alla conservazione del patrimonio geologico e geomorfologico del pianeta, ma può anche offrire opportunità d'impiego all'interno proprio del settore turistico, costituendo peraltro un'attività con notevole potenziale economico (Gray, 2004). In relazione alla considerevole estensione dell'area di studio, si è deciso di caratterizzare la geodiversità di una porzione della Sierra de Grazalema coincidente con il Massiccio del Libar (circa 85 km²) e di utilizzarla come area pilota per verificare l'applicabilità del metodo approntato. E' soprattutto il sistema morfodinamico carsico che, come più volte osservato, ha prodotto la Geodiversità dell'area della Serrania de Grazalema. Ma, ciò nonostante, gran parte di questo peculiare paesaggio carsico non compare nelle più recenti liste di geositi compilate dagli enti spagnoli per la gestione e conservazione della geodiversità e del patrimonio geologico (Villalobos e Pérez Muñoz, 2004; AA. VV., 2009). Peraltro, alcune delle informazioni in esse contenute sono palesemente criticabili se non, addirittura, erronee. Solo in tempi recenti, grazie all'adozione di una legge nazionale (42/2007 sul Patrimonio Naturale e la Biodiversità) si è assistito in Spagna ad un crescente interesse verso queste tematiche ambientali e, soprattutto, verso la

geoconservazione (García-Cortés e Carcavilla, 2009). In ragione di ciò, il governo regionale andaluso ha promosso e finanziato studi integrati per la compilazione di inventari poi confluiti nella *Strategia Andalusia per la Conservazione della Geodiversità* (Carcavilla *et al.*, 2009). Nello specifico, attualmente almeno 15 siti appartenenti all'area del Massiccio del Libar sono stati catalogati nell'inventario suddetto (fig.7.1), complessivamente raggruppati nell'*Area Carsica Subbetica*. Ciascuno di essi ha un proprio codice ed una relativa descrizione (Villalobos e Pérez Muñoz, 2004) in una lista di punti di interesse geologico e geomorfologico (fig. 7.2).

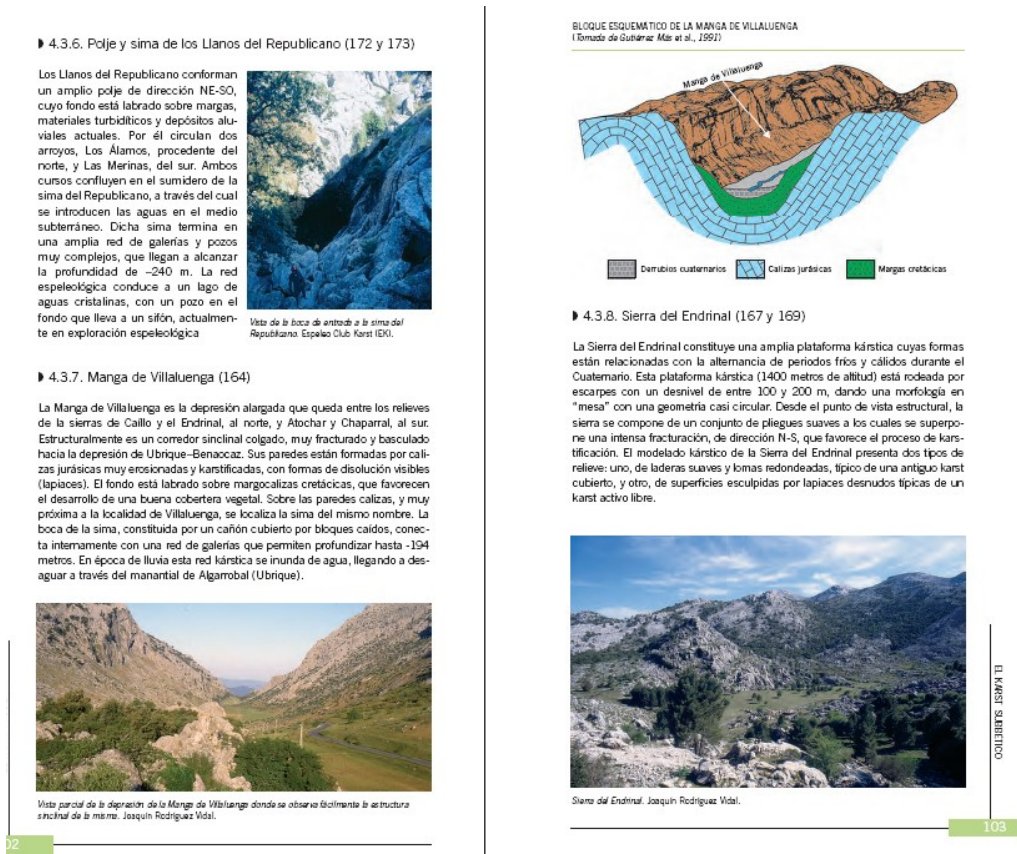


Fig. 7.1 Esempio di scheda descrittiva dei punti di interesse geologico e geomorfologico dell'Area Carsica Subbetica (da Villalobos e Perez Munoz, 2004).

Tuttavia, come si è avuto modo di evidenziare nei capitoli precedenti, accanto a questi luoghi di grande interesse (ben conosciuti, inseriti negli inventari regionali e, perciò, tutelati) vi sono almeno: 60 cavità di un certo interesse speleologico, 7 polje minori (Burfo, Zurraque, Mures, Algarrobo, Cabrizal, Pileta, Valdio), 58 sorgenti carsiche (alcune di importanza idrologica rilevante), una notevole quantità di doline (di varia origine e morfologia) e spettacolari karrenfield (alcuni con caratteristiche di assoluta unicità), che non sono ancora state catalogate ed adeguatamente inventariate. Naturalmente, non tutte queste emergenze geomorfologiche meritano figure di protezione ambientale e, soprattutto, di promozione geoturistica in egual misura e modo. Sarebbe opportuna una quantificazione preliminare e condivisa da più attori (enti, comunità locali, comunità scientifica, ecc.) del loro *valore* complessivo, secondo una metodica di attribuzione che trova svariate possibilità in letteratura (si veda, a titolo esemplificativo, Pralong, 2005).

La corretta identificazione, interpretazione ed appropriata rappresentazione di tutte le forme eso- ed endocarsiche precedentemente descritte (e volta all'implementazione del database di GeoDIV è coincisa, ovviamente, con l'approccio metodologico e classificativo cui si è fatto ricorso nel

presente lavoro e che è stato già discusso nel capitolo 4. A seguito di questa prima fase di raccolta dati, si è passati alla gestione dei dati spaziali in un opportuno database (nella fattispecie creato con PostgreSQL e PostGIS). Nella terza ed ultima fase si è sviluppata l'interfaccia grafica, in grado di mostrare e divulgare tutte le informazioni sia 2D che 3D raccolte durante la fase iniziale. Tale interfaccia è stata creata ad hoc

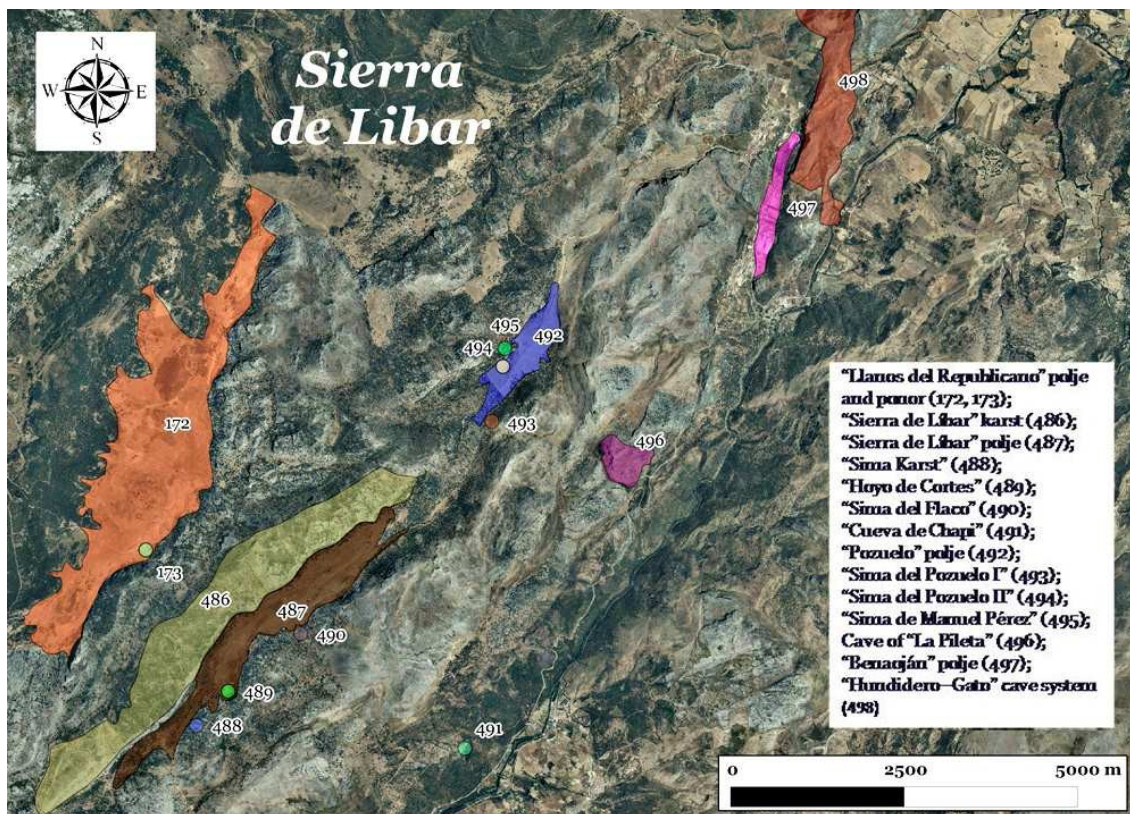


Fig. 7.2 I geositi dell'Area Carsica Subbetica (*Subbetic Karst area*) inventariati nella Strategia Andalusia per la Conservazione della Geodiversità (dati Villalobos e Perez Munoz, 2004).

per il progetto usando l'applicazione Mapserver OS, che consente la visualizzazione, l'interrogazione e la resa grafica dei dati spaziali inseriti (si veda la fig. 4.18)

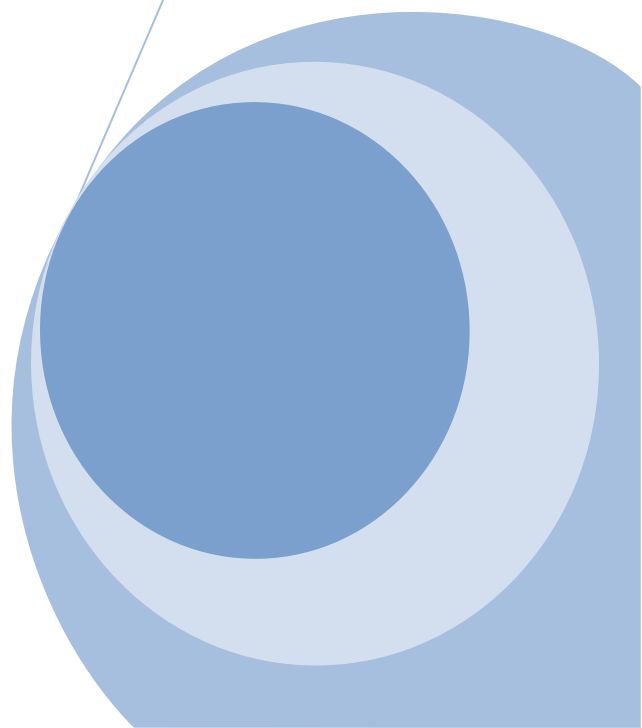
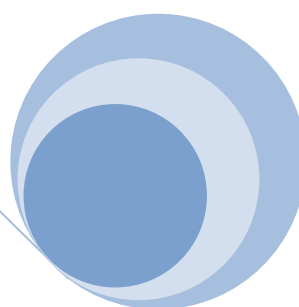
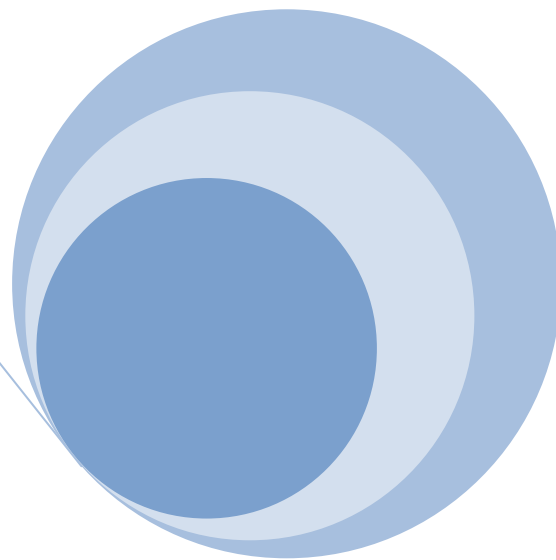
Uno degli esiti più significativi nello sviluppo di quest'interfaccia risiede nell'uso di software Open Source (ovvero a codice aperto e, pertanto, a costo praticamente nullo) tanto per lo sviluppo e la manutenzione del DBMS, quanto per la creazione e la gestione del WebGIS e per l'utilizzo dell'UMPC. In secondo luogo, rendendo facilmente accessibili ad una vasta gamma di utenti la grande quantità di dati relativi alla geodiversità (ovvero geositi e geomorfositi), è possibile immaginare di ottenere un risultato altrettanto significativo. Ciò è possibile solo realizzando un'interfaccia grafica WebGIS ad hoc che consente l'esportazione di mappe tematiche personalizzate.

Come accennato in precedenza, procedure innovative simili a questa e volte alla promozione della geodiversità hanno avuto uno sviluppo degno di menzione solo di recente. Peraltro gli autori impegnati in quest'ambito, pur utilizzando approcci diversi, hanno sviluppato modi differenti in contesti distinti: dalle mappe tematiche tradizionali (Castaldini *et al.*, 2005; Serrano e Gonzalez-Trueba, 2005; Martin, 2010) al *digital mapping* (Ghiraldi *et al.*, 2009; Ghiraldi *et al.*, 2010; Stankovic *et al.*, 2011; Zanoletti *et al.*, 2011). D'altra parte, va pure rilevato che la moderna applicazione della cartografia digitale, naturalmente, se paragonata ai metodi rappresentativi tradizionali, mostra indubbi svantaggi: necessità di connessioni ad alta banda per l'accesso ad internet; vulnerabilità a problemi di rete o dei server; la necessità di una certa familiarità con gli applicativi GIS. Di contro,

ad onor del vero, le applicazioni WebGIS mostrano vantaggi indiscutibili: economicità se sviluppati con software OS; facilità di distribuzione a un numero di utenti virtualmente illimitato oltreché di mantenimento ed aggiornamento; opzioni di interattività e connessioni a contenuti multimediali associati.

Va infine precisato che il progetto appena descritto, costituisce solo un prototipo e, pertanto, ne è stata valutata la sola fattibilità, specialmente in relazione alla possibilità di incrementare i dati inseriti per lo sviluppo di nuove applicazioni associate (dispositivi portatili, GPS, telefonia cellulare con sistemi di posizionamento e gestione di contenuti multimediali, ecc.).

8. Conclusioni



8. Conclusioni

La necessità di caratterizzare ed interpretare la geomorfologia e la geodiversità dell'area della Sierra de Grazalema (Andalusia sudoccidentale, Spagna) in modo decisamente più efficace e con un approccio metodologico innovativo ha rappresentato il fulcro di indagini del presente studio. Complessivamente si è tentato di definire uno schema di lavoro finalizzato da un lato a fornire elementi oggettivi di valutazione (caratterizzazione morfometrica, parametrizzazione di variabili spaziali, ecc.) e, dall'altro, ad affinare modelli di evoluzione morfologica associati ai due massicci carsici dell'area di studio, il Massiccio di Grazalema e quello del Libar.

Come si è avuto modo di osservare, l'area in questione si connota per una straordinaria quantità e varietà di morfologie associate (in maniera quasi esclusiva) ad un sistema morfodinamico di natura carsica del quale la zona della Sierra de Grazalema mostra chiare e numerose evidenze morfogenetiche (talora con carattere di unicità, quanto meno nel contesto regionale e nazionale). Ciò ha giustificato, d'altra parte l'opportunità di ricorrere a strumenti di rappresentazione e di raccolta dei dati spaziali innovativi, non semplicemente legati al tradizionale (se pur imprescindibile) supporto cartaceo. Ne è discesa, ovviamente, l'utilità nello sviluppare ed implementare progressivamente un database strutturato della geomorfologia e della geodiversità dell'area. L'enorme mole di dati raccolti tanto con metodi tradizionali legati al rilievo sul campo, quanto al telerilevamento degli elementi di interesse di settori specifici ha costituito la base di partenza per lo sviluppo di una consapevolezza migliore (rispetto ai dati di letteratura) e, soprattutto, "spazialmente georiferita" dei processi in atto nell'area di studio.

In questo senso, lo sviluppo delle argomentazioni precedentemente esposte nei vari capitoli ha seguito esattamente il percorso di progressivo avvicinamento agli scopi ultimi di questo studio: inventariare la geodiversità e supportarla con ricostruzioni affidabili e di significativo impatto rappresentativo basate su di un'attenta ricostruzione dei processi geomorfologici che hanno contribuito ad accrescerne il valore.

Fondamentale, a questo fine, è stata la preliminare ricognizione della corposa bibliografia afferente a settori disciplinari molto diversi, pertanto giustificando ed avvalorando l'importanza della Serrania de Grazalema quale oggetto della presente indagine. Si è avuto così modo di rilevare l'ottimo livello delle conoscenze relative alla ricostruzione dell'evoluzione geologica e del quadro paleogeografico di questo settore della Cordigliera Betica Occidentale, oggetto di studi rilevanti già fin dall'inizio del secolo scorso. Di contro si è pure riconosciuta una limitata e non definitiva e/o esaustiva interpretazione della morfodinamica carsica che ne ha modellato (e modella tutt'ora) il paesaggio.

Utile allo scopo è risultato definire i caratteri unici del quadro climatico, biogeografico e pedologico della zona. L'insieme delle informazioni raccolte da questi ambiti disciplinari (solo apparentemente slegati dalla logica ultima del presente studio) ha contribuito a disporre di dati non solo qualitativi ma anche numerici utili alla definizione delle variabili condizionanti i processi in atto in questo momento nei massicci carsici. In particolare, si è avuto modo di riconoscere la peculiarità dei valori pluviometrici della Sierra de Grazalema, area caratterizzata da indici precipitazionali importanti legati alla particolare posizione del rilievo, funzionale ad intercettare spazialmente per prima i fronti umidi atlantici. La distribuzione biogeografica e, al contempo, quella della copertura pedologica è strettamente connessa all'ambito climatico impostatosi nell'area influenzando in maniera decisiva anche l'evoluzione del paesaggio carsico.

Successivamente si è tentato di ricostruire uno schema di riferimento relativo alla geologia ed alla stratigrafia della zona. Come già notato, la complessità geologico-strutturale di questo settore delle Zone Esterne Subbetiche (noto anche come Penibetico), ha determinato un'incredibile varietà di interpretazioni solo recentemente riunite in un quadro di sintesi più efficace da Vera e

Martín-Algarra (2004). Anche l'assetto tettonico complessivo rispecchia, ovviamente, la non uniformità interpretativa di alcune situazioni peculiari (si pensi all'assetto strutturale del Massiccio dell'Endrinal).

Le caratteristiche geologico-strutturali (oltreché geografiche) della zona giustificano, come già detto, l'importanza e la varietà delle forme carsiche in essa presenti. Per tale ragione è stato necessario definire lo schema di riferimento delle conoscenze attualmente più avanzate (e condivise dalla comunità scientifica) relative alla geomorfologia carsica.

Questa fase preliminare di raccolta dei dati e di definizione delle possibili problematiche è risultata, ovviamente, estremamente utile al fine di definire il miglior approccio metodologico possibile. Anzitutto si è dimostrata la valenza nell'integrazione del rilevamento geologico-geomorfologico classico dei tematismi di interesse con moderne tecniche di rilievo sul campo (georeferenziazione, *editing* ed invio in tempo reale delle informazioni attraverso un dispositivo UMPC ed un idoneo protocollo di trasmissione). Poi è stata presentata l'applicazione di una serie di semplici procedure finalizzate al disegno vettoriale in ambiente GIS con l'ausilio di immagini anaglife opportunamente elaborate al fine di garantirne la visione stereoscopica e, quindi, l'analisi fotogeologica. Si è dunque passati ad illustrare gli strumenti GIS (tanto commerciali quanto di tipo Open Source) più utili al fine di realizzare gli *output* cartografici desiderati ed a generare immagini legate alle tecniche di analisi spaziali 2D e 3D. Queste immagini hanno un notevole contenuto informativo, poiché indicative di differenti parametri spaziali che, entro certi *range* di valori, divengono caratteristici e distintivi di alcune meso- e macroforme carsiche (doline, polje e valli carsiche). Sulla scorta di quanto proposto da altri autori (soprattutto da Siart *et al.*, 2009), è stato sviluppato un procedimento di rilievo integrato delle suddette macroforme che sfrutta, oltre alle potenzialità offerte dagli strumenti di analisi spaziale dei GIS, anche il rilievo fotogeologico 3D e, soprattutto, l'opportuna elaborazione di immagini satellitari con caratteristiche note. In questo modo sono state prodotte delle elaborazioni grafiche indicative di parametri spettrali tipici dei suoli sviluppatosi in contesto carsico in corrispondenza di depressioni chiuse (soprattutto doline e polje) e, pertanto, utili alla loro identificazione, classificazione e mappatura. Infine, in questa fase sono state fornite le indicazioni per la progettazione e la successiva implementazione di un WebGIS della geodiversità.

L'applicazione concreta della metodologia adottata ha consentito una prima caratterizzazione geologica e morfostrutturale dei massicci carsici di Grazalema e del Libar. In primo luogo è stata prodotta una carta geologica sintetica dell'area che tiene conto dei dati del rilievo sul campo e delle informazioni di letteratura. Nella sua elaborazione si è tenuto conto, naturalmente, delle definizioni formazionali più recenti e più adeguate agli standard internazionali stratigrafici di riferimento. Particolare attenzione è stata posta, in seguito, nell'evidenziare alcuni aspetti dell'assetto morfostrutturale attuale dell'area (nella fattispecie relativi alla posizione della Fm Capas Rojas e delle coperture triassiche quali *marker* geologici delle fosse tettoniche). Un corposo sforzo è stato dunque fatto nel definire il grado di fratturazione dei massicci, la sua distribuzione e l'interpretazione delle direzioni prevalenti nel contesto del regime compressivo attualmente imperante.

La semplice considerazione complessiva di tutti questi aspetti (localizzazione biogeografica, litologia, stratigrafia e tettonica) unita ad un'attenta indagine dei fattori concorrenti allo sviluppo ed al mantenimento dei fenomeni carsici superficiali, ha condotto alla parametrizzazione numerica dei fattori stessi, alla loro riclassificazione secondo dei pesi soggettivi ponderati ed alla realizzazione finale di una carta della suscettibilità alla carsificabilità superficiale. Il risultato finale rappresenta una sorta di istantanea dell'attitudine presente di ogni singola porzione dell'area di studio (pari alla risoluzione spaziale di lavoro, ovvero 10 metri) ad essere sottoposta a fenomeni di corrosione superficiale (erosione per dissoluzione). L'innegabile utilità di tale risultato potrebbe, tra l'altro, risiedere nell'opportunità di orientare scelte decisionali relative ad una nuova zonazione dell'intera area del Parco Naturale della Sierra de Grazalema e che tenga

conto di punti più “sensibili” ai processi carsici (quali si rilevano dalla mappa della carsificabilità superficiale) e, pertanto, meritori di una salvaguardia efficace.

A seguito di questa fase è stato possibile inventariare in modo più agevole e, soprattutto, morfometricamente più dettagliato tutte le meso- e macroforme esocarsiche dell’area di studio. In particolare, l’interpolazione dei livelli informativi corrispondenti ai tematismi disegnati in ambiente GIS con un DEM di opportuna risoluzione (10 metri) ha consentito la modellizzazione della distribuzione spaziale e la misura di parametri morfometrici delle doline e dei polje che caratterizzano tanto il Massiccio di Grazalema quanto quello del Libar. Si è dunque ottenuta una serie di informazioni numeriche estremamente valide nell’ottica di definire l’entità della morfodinamica carsica di alcuni settori (si pensi alla possibile stima del grado di evoluzione delle superfici di corrosione per spianamento carsico dei polje della Sierra del Libar).

Dopo aver fornito un inventario ragionato delle principali cavità carsiche della zona ed enunciato gli elementi salienti delle corrispondenti reti endocarsiche (anche in funzione delle loro implicazioni idrogeologiche) sono state proposte alcune considerazioni sull’evoluzione dei massicci della Serrania de Grazalema. Non disponendo di datazioni assolute, si è tentato di mostrare come, mettendo assieme dati di letteratura validati (e riferiti a posizioni coerenti) con le evidenze morfologiche rilevate sia possibile ricostruire (anche visivamente attraverso modelli 3D) la morfogenesi dei sistemi carsici più rilevanti. In questo modo, risulta possibile definire e comprendere in maniera accurata le relazioni tra struttura/evoluzione geologica del massicci e lo sviluppo del sistema carsico e fluviale circostante.

Infine, è stata presentata l’applicabilità di un sistema innovativo ed economicamente sostenibile per promuovere e gestire la geodiversità dell’area del *Parque Natural de la Sierra de Grazalema*, attraverso la progettazione di un’applicazione WebGIS *ad hoc*, ribattezzata per l’appunto GeoDIV, ed interamente sviluppata attraverso software di tipo Open Source.

Bibliografía

- AA. VV. (2009). *Informe previo para la revisión y actualización del Inventario Andaluz de Georrecursos*. Consejería de Medio Ambiente, Dirección General de Gestión del Medio Natural, Junta de Andalucía, 71 p.
- AA. VV. (2010). *Estrategia Andaluza de Gestión Integrada de la Geodiversidad*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, BOJA 202 15-II-2010, 189 p.
- Alvarez, G. e Arias, E. (1992). *Documentación histórica relativa al complejo hipogeo Hundidero-Gato, Montejaque-Banaoján (Málaga)*. Boletín del Museo Andaluz de la Espeleología, 6, pp. 9-16. Granada.
- Andreo, B., Vadillo, I., Carrasco, F., Neukum, C., Jiménez, P., Goldscheider, N., Hötzl, H. Vías, J.M., Pérez I. e Göppert, N. (2004). *Precisiones sobre el funcionamiento hidrodinámico y la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero kárstico de la Sierra de Líbar (provincias de Málaga y Cádiz, Sur de España) a partir de un ensayo de trazadores*. Rev. Soc. Geol. España, 16 (3-4), pp.187-197.
- Andreo, B., Goldscheider, N., Vadillo, I., Vías, J.M., Neukum, C., Sinreich, M., Jiménez, P., Brechenmacher, J., Carrasco, F., Hötzl, H., Perles, M.J. e Zwahlen, F. (2005). *Karst groundwater protection: First application of a Pan-European Approach to vulnerability, hazard and risk mapping in the Sierra de Líbar (Southern Spain)*. Science of the Total Environment, 357, p. 54-73.
- Andreo, B., Vías, J., Durán, J.J., Jiménez, P., López-Geta, J.A. e Carrasco, F. (2008). *Methodological approach for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers. Application to pilot sites from Southern Spain*. Hydrogeology Journal, 16, pp. 911-925.
- Aparicio Martínez A., Silvestre Domingo S. (1996). *Flora del Parque Natural de la Sierra de Grazalema*. Agencia del Medio Ambiente. Junta de Andalucía.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V. e Jabaloy, A. (2002). *Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands*. In: The Geology of Spain (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 401-416.
- Baena, J. e Jerez, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str)*. IGME. Colección informe, 256 p.
- Balanyá, J.C., Luján, M., Crespo-Blanc, A. (2002). *Folding development in the Penibetic Units around the western front of the alboran domain (Betics)*. Geogaceta 31, 131-134.
- Barea, J. (2004). *Las Angosturas del Guadiaro*. In: Nuche, R., Durán, J.J. e Vallejo, M. (eds.): *Patrimonio Geológico de Andalucía*. Enresa, pp. 474 - 479.
- Benavente, J. e Mangin, A. (1984). *Aplicación del análisis espectral de series de tiempo al sistema espeleológico Hundidero-Gato*. Actas I Congreso Español de Geología. III, pp.541-553. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España. Segovia.

- Benavente, J. e Sanz de Galdeano, C. (1989). *Condicionamientos estructurales del karst*. En J.J. Durán y J. López Martínez (Eds.): *El Karst en España*. Monografías 4, 65-71. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- Benavente, J. e Sanz de Galdeano, C. (1998). *La fracturación en los macizos kársticos andaluces y su influencia en el desarrollo del relieve kárstico*. In : *Karst en Andalucía*. J. J. Durán y J. López Martínez (Eds.), pp. 41-47. Instituto Tecnológico Geominero de España, 1998, Madrid.
- Bergeron J. (1909). *Sur l'âge de la formation du détroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France (4) 9, pp. 228-229. 11.
- Bissig G. (2008). *Mapping geomorphosites: an analysis of geotourist maps*. Geoturystyka, Vol. 3, 3-12.
- Blumenthal M. (1927). *Zum Bauplan betischer and penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga*. Geol. Rundsch., XVIII, p. 37-45.
- Blumenthal M. (1929). *Über das Alter der ersten postorogenetischen Sedimente in den westlichen betischen Kordilleren und die dadurch festgelegte Hauptphase der Gebirgsbildung*. Geol. Rundsch, XX, p. 205-210.
- Blumenthal, M. (1930). *Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. (Betische und penibetische Zone zwischen Antequera und Yunquera, Prov. Malaga)*. Ecl. geol. Helv., t. XX, núm. 4, pp. 41-294.
- Blumenthal J. (1935). *Allure de la tectonique locale et définition du "Double pli" gaditan (Andalousie)*. B.S.G.F. (5), t.V., p. 659-685.
- Blumenthal M. (1937). *Sur l'interprétation tectonique du "double pli' gaditan. (Andalousie)*. B.S.G.F. (5), V, p. 9-25.
- Boccaletti, M., R. Gelati, López Garrido, A.C., Papani, G., Rodríguez Fernández, J., e Sanz de Galdeano, C. (1987). *Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera*. Acta Nat. "L'Ateneo Parmense", 23 (1987), pp. 179-200.
- Bögli, A. (1980). *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Berlin, New York. Springer-Verlag, 284 pp.
- Bonacci, O. (2004). *Polje*. In: Gunn, J. (Ed.) (2004). *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York. 1279-1282 pp.
- Bondesan, A., Meneghel, M. e Sauro, U. (1992). *Morphometric analysis of dolines*. International Journal of Speleology. 21: 55 pp.
- Bourgeois J. (1970). *Etude géologique du Corridor de Boyar et de ses abords (Andalousie, Espagne)*. Thèse de 3e cycle, Paris.
- Bourgeois J., Chauve P. e Peyre Y. (1970). *Définition de la zona Boyar-Alazores*. Ann. Soc. Geol. Nord. t. XC, n°4, p. 386-387.
- Bourgeois J. e Chauve P. (1971a). *Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur les sierras du Lagarin et du Ma/aver (Provinces de Cadix et de Malaga, Espagne méridionale)*. B.S.G.F., 7ème série, t. XIII, 321-327.

- Bourgeois J. et Chauve P. (1971b). *Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques*. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol. XIII, fasc. 5, p. 463-488.
- Bourgeois J., Chauve P. e Peyre Y. (1972). *Essai de chronologie des événements tectonosédimentaires dans l'Ouest des Cordillères bétiques*. C.R. Somm. S.G.F., fasc. 8, p. 428-431.
- Bourgeois, J. (1978). *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar*. Extrait des Annales Scientifiques de l'Université de Besançon Géologie, 3eme. Série, fasc. 30.
- Boullin, J.P., Durand-Delga, M. e Olivier, O. (1986). *Betic, Rifean and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development*. In: *Origin of Arcs* (F.C. Wezel, Ed.), Elsevier, New York, 281-304.
- Boyer, D. G. (2004). *Soils on carbonate karst*. In: Gunn, J. (Ed.) (2004). *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York. pp. 1400-1403.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. e Udías, A. (1995). *Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region*. *Tectonophysics*, 248, p. 247 - 261.
- Bufo, E. e Udías, A. (2007). *Sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de la región Cabo de San Vicente-Argelia*. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 301-310.
- Buntfuss, J. (1970). *Die geologie der Kustenketten ZW dem rio Verde and dem Campo de Gibraltar*. *Geol., Jhb., Bol.* 88, p. 383-420. Thèse Bochum, 1967.
- Burbank, D.W. e Anderson R.S. (2001). - *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science. 288p.
- Calaforra, J.M. e Berrocal, J.A. (eds.) (2008). *El Karst de Andalucía, Geoespeleología, Bioespeleología y Presencia Humana*. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 249 pp., Sevilla.
- Carcavilla, L., Durán J.J., García-Cortés A. e López-Martínez J. (2009). *Geological Heritage and Geoconservation in Spain: Past, Present, and Future*, *Geoheritage*, Volume 1, Numbers 2-4, 75-91.
- Castaldini, D., Valdati J., Ilies D.C. e Chiriac C. (2005). *Geo-tourist map of the Natural Reserve of Salse di Nirano (Modena Appennines, Northern Italy)*. *Il Quaternario*, 18(1), 245-255.
- Castro, J.M. e Ruiz Ortiz, P.A. (1991). *Nivel condensado con estromatolitos pelagicos en el Cretacico de la Sierra de Estepa (Subbetico Externo prov. de Sevilla)*. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 4, 3-4, 305-319.
- Chauve, P. (1968). *Etude géologique du Nord de la province de Cadix*. *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXIX, 377 p., 1 carte.
- Chauve, P. (1969). *Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Serrania de Grazalema*. *Boletín Geológico y Minero*. t. LXXX-III, P. 218-230.
- Clark, P. J., Evans, F. C. (1954). *Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations*. *Ecology* 35, 445-453.
- Coca, P. e Bufo, E. (1994). *Mecanismos focales en el Sur de España: periodo 1965 - 1985*. *Estudios Geológicos*, 50, p. 33 - 45.

- Collignon, B. (1992). *Il manuale di Speleologia*. Zanichelli. 266 pp.
- Company, M., González Donoso, M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F., Taxtera, M. e Vera, J.A. (1982). *Diques neptunicos en el Cretacico del Penibético: aspectos geneticos y erapas de relleno*. Cuadernos Geología Ibérica Vol. 8 Págs. 545-562, Madrid.
- Cruz-San Julian, J. (1972). *Posición tectónica del Triás de Antequera en la transversal de Ronda* (Cordilleras Béticas, región occidental). Cuad. Geol. 3-2 y 3, pp. 165-180, 2 fig.
- Cruz-San Julian, J. (1974). *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis U. Granada. 432 p.
- Culver, D.C. e White, W.B. (Eds.) (2004). *Encyclopedia of Caves*. Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- De Cosmo, P.D., Suma, A., Gracia F.J. e Mantovani F. (2008). *Aplicación del software Open Source (Web GIS) a la cartografía geológica y geomorfológica del área de Olvera (Cádiz)*. In: Xº Reunión Nacional de Geomorfología (Cádiz, 14 - 19 September 2008).
- De Cosmo, P.D. (2009). *Rilevamento geomorfologico e gestione dati spaziali attraverso l'uso combinato hardware - software Open-Source per il controllo e la gestione del rischio geologico*. PhD Thesis. University of Ferrara.
- Delannoy, J.J. e Díaz del Olmo, F. (1986). *La Serranía de Grazalema (Málaga - Cádiz)*. Karstologia Mémoires 1, p. 55 - 70.
- Delannoy, J.J. (1987). *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía*. (Serranía de Grazalema-Sierra de las Nieves). Junta de Andalucía. Casa de Velázquez. 50 pp. y 2 mapas. Sevilla.
- Delannoy, J.J. (1989). *La sierra penibétique de Libar (Serranía de Grazalema)*. En J.J. Delannoy , F. Díaz del Olmo e A. Pulido Bosch (eds.): *Reunion franco-espagnole sur les Karst méditerranéens d'Andalussie*, pp.155-181. Librería Andaluza. Sevilla.
- Delannoy, J.J. (1998). *Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las Serranías de Grazalema y de Ronda*. En J.J. Durán y J. López Martínez (eds.): *El Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp.93-129.
- De Waele, J., Plan, J., Audra, P. (2009). *Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction*. Geomorphology, Volume 106, Issues 1-2, 1 May 2009, Pages 1-8.
- Didon, J. (1960). *Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras (Prov. de Cadix, Espagne)*. B.S.G.F. (7), t. II, p. 352-361.
- Didon, J. (1964). *Présence de Miogypsindés á la base des Grés de l'Aljibe (Espagne méridionale)*. C.R. Somm. Sc. G.F., 1964, fasc. 1, p. 32.
- Didon, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar*. Thèse Univ. Paris, 539 p.
- Díaz del Olmo, F. (1989b). *Polje de Villaluenga*. Jornadas de Campo de Geografía Física. A.G.E., Cádiz, pp. 159 - 162.

- Dragut, L. e Eisank, C. (2011). *Object representations at multiple scales from Digital Elevation Models*. *Geomorphology* 129: 183-189.
- Dubois, M. (1971). *Etude géologique des environs d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne)*. These 3^{ème} cycle, Besancon.
- Durán, J.J. (1994). *Sistema Huididero-Gato*. En: *Mundo Subterráneo* (Fernández Rubio, Ed.), pp.121-128.
- Durán, J.J. (1996). *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución. Contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo Occidental*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 409 pp.
- Durán, J.J. e Soria, J.M. (1989). *Sierra de Líbar*. II Encuentro de Campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Geotectónica. ITGE-AEQUA, pp. 122-141.
- Durán, J.J. e López Martínez, J. (1989): *Perspectiva general del karst en España*. In: J.J. Durán Valsero e J. López Martínez (Eds.). *El karst en España*. Monografías, 4, 13-28. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- Durán, J.J. e López Martínez, J. (1999). *Datación e interpretación paleoambiental de una secuencia endokárstica pleistocena del sur de la Península Ibérica*. In: L. Pallí e C. Roqué (eds.). *Avances en el estudio del Cuaternario español*. X Reun. Nac. Cuat., AEQUA y Univ. Girona, p. 159 - 164.
- Durán, J.J., Andreo, B., Carrasco, F. e López Martínez, J. (2005). *Central Andalucía. Karst, Paleoclimate and neoseismotectonics*. Sixth Internacional Conference on Geomorphology. Field Trip Guide A-6. 51 pp. Zaragoza.
- Durán, J.J., Andreo, B. e Jiménez, P. (2008). *El Sistema Huididero-Gato*. In: J.M. Calaforra e J.A. Berrocal (eds.): *El Karst de Andalucía, Geoespeleología, Bioespeleología y Presencia Humana*. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, pp. 216-223. Sevilla.
- Durán, J.J. e Vázquez, J. (2008). *El endokarst en Andalucía*. In: J.M. Calaforra e J.A. Berrocal (eds.): *El Karst de Andalucía, Geoespeleología, Bioespeleología y Presencia Humana*. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, pp. 32-39. Sevilla.
- Durand Delga, M. e Foucault, A. (1967). *La Dorsale bétique, nouvel element paleogeographique et structural des Cordilleres betiques, au bord Sud de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne)*. B. S. G. F. (7), t. IX, pp. 723-728.
- Durr, S. (1961). *Die Géologie der Berge zwischen dem Guadalhorce and dem Campo de Gibraltar (Sudspanien)*. *Geol. Rundsch*, Bd., 51, pp. 239-249.
- Durr, S., Hoepfener, R., Hoppe, P., e Kockel, F. (1962). *Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)*. Livre mem. Prof. P. Fallot, Mem. h. ser. S. G. F., t. I, pp. 209-227.
- Durr, S. (1967). *Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien)*. *Geológica románica*, vol. VI, pp. 1-73.
- Eraso, A. (1986). *Aplicación del método de predicción de las direcciones de drenaje al karst de la Sierra de Líbar (Málaga)*. In: *El agua en Andalucía*, II, p. 291 - 302.

- Erdogan, M., Maras, H.H., Yilmaz, A. e Özerbil, Ö.T. (2008). *Resolution Merge of 1:35.000 Scale Aerial Photographs With Landsat 7 ETM Imagery*. In: *The International Archives of the photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Congress Beijing 2008 Volume XXXVII Part B7 Commission VII ISSN 1682-1750*.
- Falot, P. (1930). *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpes espagnoles (Lias, Dogger, Jurassique supérieur)*. Géologie de la Méditerranée occidentale 4, 1-118.
- Falot, P. (1948). *Les Cordillères bétiques*. Est-géol., Cons. sup. de Inv. Cient., Inst. Lucas Mal lada, nº8, p. 83-172.
- Ford, D. e Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman & Hall, 601 pp., London.
- Ford, D. (2004). *Karst*. In: Gunn, J. (Ed.) (2004). *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York. P.1017-1020.
- Ford, D. e Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley & Sons, 562 pp., Chichester.
- Frelüh, M. (2003). *Geomorphology of karst depressions: polje or uvala - A case study of Lučki Dol*. Acta Carsologica 32/2 9 105-119 Ljubljana.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. e Vera, J.A. (2004). *Cordillera Bética y Baleares – Datos de Geología del Subsuelo y relaciones con otros dominios geológicos españoles, 350-352*, In: *Geología de España*, ed Pral., Madrid: Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 2004.
- Gallego Fernández, J.B. (2002). *Distribución de especies de matorral en suelos ácidos y básicos de la Sierra de Grazalema, sur de España*. Anales del Jardín Botánico de Madrid, Vol 60, No 1.
- Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Guerrero, J., Bonachea, J., Remondo, J. e Cendrero, A. (2009). *Probabilistic sinkhole modelling for hazard assessment*. Earth Surface Processes and Landforms. Volume 34, Issue 3, pages 437-452.
- Gams, I. (1978). *The polje : The problem of definition* , Z. Geomorph. N.F., 22-2, p.170-181.
- Gao, Y. e Zhou, W. (2008). *Advances and challenges of GIS and DBMS applications in karst*. Environmental Geology. Volume 54 (5), 1037-1045.
- Garay, P., Obarti, F.J. e Morell, I. (1988). *Dissolution rates in Spanish karst regions*. IAH 21st Congress, Karst Hydrogeology and karst environment protection. 10-15 October 1988 Guilin, China.
- Garay, P. e Morell, I. (1989). *Tasas de disolución en regiones kársticas españolas*. In: Duran, J.J. e Lopez Martinez, J. (Eds). Monografías, 4, *El karst en España*, 257-264. Sociedad española de Geomorfología, Madrid.
- García-Cervigón Bellón, A., Martín Algarra, A., Montealegre, A. e Vera, J. A. (1987). *Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga)*. Acta geológica hispánica, Vol.: 21-22 Núm.: 1 Part 2.

- García Dueñas, V. (1967): *Unidades Paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética*. Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España. N° 101-102, 73-100.
- Gavala y Laborde, J. (1916). *Regiones petrolíferas de Andalucía*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XXXVII, p. 33-208.
- Gavala y Laborde, J. (1918). *Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema, en la provincia de Cádiz*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XXXIX, p. 3-143.
- Gavala y Laborde, J. (1924). *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. Inst. Geol. y Min. Madrid.
- Gavala y Laborde, J. (1929). *La geología del Estrecho de Gibraltar*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, vol. LI, p. 3-35.
- Gentil, L. (1918). *Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix (Espagne méridionale)*. C.R. Ac. Sc., t. 166, p. 1003.
- GEOS (1968). *Estudio espeleológico del Complejo Hundidero-Gato*. Geo y Bio Karst, 18.
- Ghiraldi, L., Coratza, P., De Biaggi, E., Giardino, M., Marchetti, M. e Perotti, L. (2009). *Development and usage of Geosites: new results from research and conservation activities in the Piemonte Region (Italy)*. Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, 2009, 54 (2), 23 – 26.
- Ghiraldi, L., Coratza, P., Marchetti, M. e Giardino, M. (2010), *GIS and geomatics application for the evaluation and exploitation of Piemonte geomorphosites*. In: Regolini-Bissig, G. e Reynard E. (Eds) (2010). *Mapping Geoheritage*, Lausanne, Institut de géographie, Géovisions n°35, pp. 97-113.
- Giles, F., Santiago, A., Aguilera, L., Gutiérrez, J. e Finlayson, J.C. (2003). *Paleolítico Inferior y Medio en la Sierra de Cádiz. Evidencias de grupos de cazadores-recolectores del Pleistoceno Medio y Superior*. Almajar, n° 1, p. 8 - 35, Villamartín.
- Gines, A. (2009). *Karrenfield landscapes and karren landforms*. In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt W. (eds.). *Karst rock features: Karren sculpturing*. 13-24 pp.
- Giordano, E., Ghiraldi, L. e Perotti, L. (2011). *Digital tools for collection and visualization of geoscientific data*. In: *Managing Geosites in Protected Areas*. International Symposium on Geosite Management, Conference 7-9 September 2011, p. 17.
- Gonzalez Donoso, J.M., Linares, D., Martín Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. e Vera, V.A. (1983). *Discontinuidades Estratigráficas Durante Al Cretacico En El Penibético (Cordillera Bética)*. Estudios Geológicos (Madrid), 39, 1-2, 71-116 (46 P).
- Gomez, D. e Barea, J. (2000). *Sima de Villaluenga (Villaluenga Del Rosario, Cádiz)*. Secja, Boletín Espeleológico N° 2.
- Goy, J.L., Zazo, C., Silva, P.G., Lario, J., Bardají, T. e Somoza, L. (1995). *Evaluación geomorfológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (zona Norte) durante el Cuaternario*. IV Col. Intern. sobre Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar, Sevilla, p. 111 - 122.
- Gracia, F.J., Gutierrez, F. e Gutierrez, M. (1999). *Evolución geomorfológica del Polje de Gallocanta (Cordillera Ibérica)*. Revista de la Sociedad Geologica de España. 12, pp. 351-368.

- Gracia, F.J., Benavente, J. e Anfuso, G. (2000). *Implicaciones endokársticas de la evolución geomorfológica de los poljes de Zurraque y Burfo (Sierra de Líbar, Málaga)*. Actas del I Congreso Andaluz de Espeleología, Ronda, pp. 341-351.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. e Gutiérrez, M. (2003) *The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain)*. Geomorphology, Volume 52, Issues 3-4, pp. 215-231.
- Gracia, F.J. e Benavente, J. (2006). *Origen y evolución geomorfológica de los poljes del Macizo de Líbar (provincia de Málaga)*. Boletín de la Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst (SEDECK), nº 6, p. 42 - 53.
- Gracia, F.J. (2008). *Geomorfología de los Espacios Naturales Protegidos de la Provincia de Cadiz - El Parque Natural de la Sierra de Grazalema*. In: Xº Reunión Nacional de Geomorfología (Cádiz, 14 - 19 September 2008).
- Gray, D. M. (1973). *Handbook on the Principles of Hydrology*. Water Information Center, Manhasset Isle, Port Washington, New York, 626 pp.
- Gray, M. (2004), *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*, John Wiley & Sons Ltd. Chichester.
- Grillot, J.C. (1979). *Structure des systèmes aquifères en milieu fissurée. Contribution méthodologique a cette connaissance*. Thèse, U.S.T.L. Montpellier, 212 pp.
- Gunn, J. (Ed.) (2004). *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York.
- Gupta, R. (2003). *Remote Sensing Geology*. Springer, Heidelberg. 655 p.
- Gutiérrez Mas, J.M., Martín Algarra, A., Domínguez Bella, S. e Moral Cardona, J.P. (1991). *Introducción a la geología de la provincia de Cádiz*. Serv. Publ. Univ. de Cádiz, 315 pp.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J. L., González-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M. A., Cicuéndez, J. I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A. L., Ramírez, M. e Lucini, M. (2000). *The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula*. Tectonics, Volume 19, Issue 4, p. 762-786.
- Hoepfener, R., Hoppe, P., Dürr, S. e Mollat, H. (1964). *Ein Querschnitt durch die Betischen Kordiller en bei Ronda (SW Spanien)*. Geol. Mij., 43, p. 282-298.
- Hoppe, P. (1968). *Stratigraphie und Tektonik der Berge umn Grazalema (S.W. Spanien)*. Geol. Jb., t. 86, p. 267-338.
- Hoppe, P. (1972). *Das tektonische Fenster von Cañete la Real (Südspanien)*. Geol. Jb., 2, p. 3-37, 9 fig., 3 tabl.
- Hung, L., Dinh, N., Batelaan, O., Tam, V. e Lagrou, D. (2002). *Remote sensing and GIS-based analysis of cave development in the Suoimuoi catchment (Son La — NW Vietnam)*. Journal of Cave and Karst Studies 64, 23-33.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell Ltd., Oxford.

- Jiménez, P., Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., López Geta, J.A. e Vadillo, I. (2002). *Aplicación de un modelo lluvia - caudal al acuífero carbonático de la Sierra de las Cabras (provincia de Cádiz, S. de España)*. Geogaceta, 31, p. 63 - 66.
- Jiménez, P., Andreo, B. e Carrasco, F. (2004a). *Análisis de la descarga del sector nororiental de la Unidad Hidrogeológica de Líbar (Provincias de Málaga y Cádiz, Sur de España)*. Jornadas Luso-Españolas As Águas Subterrâneas no sul da Península Ibérica, Faro, Portugal, pp. 117-116
- Jiménez, P., Carrasco, F., Durán, J.J., Andreo, B. e López-Geta, J.A. (2004b). *Análisis de la respuesta hidrodinámica de acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética Occidental (Sur de España)*. Boletín Geológico y Minero, 115(2): 187-198.
- Jiménez, P., Andreo, B., Carrasco, F., Emblanch, C., Charmoille, A. e Mudry, J. (2006). *Differentiation of the role of the unsaturated and the saturated zones in the hydrogeological behaviour of carbonate aquifers from Southern Spain, by means of the use of $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$, Total Organic Carbon (TOC) and several hydrodynamical parameters*. 8th Conference on Limestone Hydrology. Neuchatel (Suiza), pp. 147-150.
- Jiménez, P. (2007). *Sierra de Líbar*. In: Durán, J.J. (coord.). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga*, tomo 2, pp. 31-36, 3 tomos y 1 mapa 1: 200.000. IGME, Diputación de Málaga y Universidad de Málaga. Madrid.
- Kirker, A. e McClelland, E. (1996). *Application of net tectonic rotations and inclination analysis to a high-resolution palaeomagnetic study in the Betic Cordillera*. In: A. Morris e D.H.Tarling (eds) *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society, London, Special Publication, 105, 19-32.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. e Dreybrodt, W. (editors) (2000). *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*, Huntsville, Alabama: National Speleological Society.
- Kockel, F. (1963). *Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce and em Plateau von Ronda (Spanien)*. Geol. Jb., t. 81, p. 413-480, 3 pl. 17 fig.
- Kokalj, Z. e Ostir, K. (2007). *Land cover mapping using landsat satellite image classification in the classical Karst-Kras region*. Acta Carsologica 36 (3), 433-440.
- Lhénaff, R. (1977a). *Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro-Occidentales (Espagne)*. Thèse. Université de Lille III. 713 pp.
- Lhénaff, R. (1977b). *Les formes majeures du relief karstique dans la Sierra de Líbar*. Norois. N°95 bis, 1977. Karstologie. Novembre 1977. pp. 275-284.
- Lhénaff, R. (1986). *Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique*. Karstologia Mémoires, 1, 101-112.
- Lillesand, T., Kiefer, R. e Chipman, J. (2004). *Remote Sensing and Image Interpretation*. Wiley, Hoboken. 763 p.
- Litwin, L. e Andreychouk, V. (2007). *Characteristics of high mountain karst based on GIS and Remote Sensing*. Environmental Geology. Volume 54, Number 5, 979-994.

- Liu, J.G. (2000). *Evaluation of Landsat-7 ETM+ Panchromatic Band for Image Fusion with Multispectral Bands*. Natural Resources Research, Volume 9, Number 4, 269-276.
- López Geta, J.A., Machuca, M.M., Morales García, R., Durán, J.J., Navarro Villegas, R. e Torreira Vaca, D. (2005). *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Cádiz*. Instituto Geológico y Minero de España, 264 p.
- Mac Pherson, J. (1873). *Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz*. Imprenta de la Revista Médica, Cádiz, 156 pp.
- Manning, J. (2007). *Remote sensing for terrain analysis of linear infrastructure projects*. In: Teeuw, R. (Ed.), *Mapping Hazardous Terrain Using Remote Sensing*. Special Publications, vol. 283. Geological Society London, pp. 135-142
- Mantovani F., Gracia F.J., de Cosmo P. D. e Suma A. (2009), *A new approach to landslide geomorphological mapping using Open-Source software in the Olvera area (Cadiz, Spain)*, *Landslides - Journal of the International Consortium on Landslides*, Springer, Volume 7, Number 1 / March, 2010, 69-74
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J. e Rodríguez-Fernández, L.R. (2007). *Mountain Front Development by Folding and Crustal Thickening in the Internal Zone of the Betic Cordillera-Alboran Sea Boundary*. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 1-21 pp.
- Martin, S. (2010). *Geoheritage popularisation and cartographic visualisation in the Tsanfleuron-Sanetsch area (Valais, Switzerland)*, In: Regolini-Bissig G., Reynard E. (Eds) (2010). *Mapping Geoheritage*, Lausanne, Institut de géographie, Géovisions n°35, pp. 15-30.
- Martin-Algarra, A. (1987). *Evolucion geologica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Betica*, Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 P.
- Martin-Algarra, A., Soria, J. e Vera, J.A. (1989). *Paleokarsts Mesozoicos Y Terciarios En La Cordillera Betica.*, In: *El Karst En España* (J.J. Duran Y J. Lopez, Eds.), Mon. Sociedad Española De Geomorfología, 4, 299-308
- Martin-Algarra, A. e Vera, J.A.(1989). *La Serie Estratigrafica Del Penibetico.*, Libro Homenaje A Rafael Soler, A.G.G.E.P., Madrid, 67-76
- Martin-Algarra, A. e Vera, J.A. (1994). *Mesozoic Pelagic Phosphate Stromatolites From The Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain).*, *Phanerozoic Stromatolites Ii* (J. Bertrand-Sarfati Y C.L.V. Monty, Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 345-391
- Martin-Algarra, A., Solé de Porta, N. e Márquez-Aliaga, A. (1995). *Nuevos datos sobre la estratigrafía, paleontología y procedencia paleogeográfica del Triásico de las escamas del Corredor del Boyar (Cordillera Bética Occidental)*. Cuadernos de Geología Ibérica, ni 19, 279-307. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense, Madrid. 1995.
- Martin-Algarra, A. e Vera, J.A.(1996). *Palaeokarren Landforms On A Mesozoic Pelagic Plateau (Penibetic, Betic Cordillera, Southern Spain).*, *Karren Landforms* (J. Fornos, A. Gines Y J. Gines, Eds.), Universitat De Les Illes Balears, Palma De Mallorca, 296-321.

- Martin-Algarra, A. e Sanchez Navas, A.(2000). *Bacterially Mediated Authigenesis In Mesozoic Stromatolites From Condensed Pelagic Sediments (Betic Cordillera, Southern Spain)*, Special Publication - Society For Sedimentary Geology, 66, 499-525.
- Martin-Algarra, A. (2004). *Paleokarst de Grazalema y Villaluenga del Rosario*. In: Nuche, R., Durán, J.J. y Vallejo, M. (eds.): *Patrimonio Geológico de Andalucía*. Enresa, pp. 172 - 179.
- Martín-Algarra, A. (2008a). *El subbetico en las provincias de Malaga y Cadiz*. In: AA. VV., *Proyecto Andalucía: Naturaleza*. Vol. 25, Geología I. Ed. Publicaciones Comunitarias, pp. 49-110.
- Martín-Algarra, A. (2008b). *El Complejo del Campo de Gibraltar*. In: AA. VV., *Proyecto Andalucía: Naturaleza*. Vol. 25, Geología I. Ed. Publicaciones Comunitarias, pp. 261-308.
- Mauthe, F. (1970). *Das subbetische Schollenland Zwischen Olvera and Montellano (prov. Cádiz and Sevilla, Südwestspanien)*. Geol. Jb., 88, pp. 421-469, 4 fig., 2 tabl., 3 planos F.t.
- Mauthe, F. (1971). *La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética occidental)*. Bol. Geol. Min. t. LXXXII, p. 1-36, 2 fig., 1 tabl., 4 lam. (Traducción de D.J. Gómez de Llarena).
- Mayoral, J. (2004). *Investigaciones espeleológicas en Montejaque y Benaoján (Málaga)*. 153 pp. Ayuntamiento de Montejaque, Málaga.
- Messerli, B. (1965). *Beiträge zur geomorphologie der Sierra Nevada*. Thèse Zürich.
- Mollat, H. (1968). *Schichtenfolge and tektonischer Bau der Sierra Blanca and ihrer Umgebung*. Geol. Jhb., 86, p. 471-532. Thèse Bonn, 1965.
- Moreno, F., García, A., González, J., Hernáiz, P.P. e Ruiz, P. (1988). *Modelo de evolución tectónica del Arco de Gibraltar (provincia de Cádiz)*. Bol. Geol. y Min., T.XCIC-III, p. 315 - 339.
- Moreno, F. García Dueñas, V., Campos, J., García Rosell, L., Orozco, M., Sanz de Galdeano, C., Jerez Mir, L., Cabra, P., Rivas, P., Martínez, J., Martínez, C., Moreno, E. e Hernández, J. (1990). *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº 1.050, Ubrique*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 55 pp.
- Nicod, J. (1983). *Nouvelles recherches géomorphologiques sur les karsts méditerranéens*. Karstologia Memoires, 1, 33-38.
- Nicod, J. (1997). *Les canyons karstiques. "Nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques" (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux)*. Quaternaire - Volume 8 - 2-3, pp. 71-89.
- Nicod, J. (2003). *A little contribution to the karst terminology: special or aberrant cases of poljes?*. Acta Carsologica 32/2 3 29-39.
- Olmo, A. del, Pablo, J.G. de, Aldaya, F., Campos, J., Chacón, J., García Dueñas, J., García Rosell, L., Orozco, M., Sanz de Galdeano, C., Torres, T., Calvo, J.P., Rivas, P., Martínez, J., Martínez, C., Moreno, E., Martín, A., Baena, J., Jerez, L. e Ruiz, P. (1987). *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº 1.064, Cortes de la Frontera*. IGME, Madrid, 55 pp.
- Orueta, D. de (1917). *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Mém. del Inst. Geol. y Min de España.

- Pedreira, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlof, M., Akil, M., López-Garrido, A. C., Chabli, A., Ahmamou, M. e González-Castillo, L. (2011). *Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field*. Journal of Geodynamics, v. 52, iss. 2, p. 83-96.
- Pedroche, A. e Mendoza, D. (1992). *Estudio descriptivo de cavidades kárstica de la Manga de Villaluenga (Cádiz)*. AEQUA-GAC, 8o pp., Jerez de la Frontera.
- Pedroche, A. e Mendoza, D. (2000). *Investigaciones espeleológicas en el sector nordeste del polje del Republicano. Villaluenga del Rosario - Cádiz*. Actas del I Congreso Andaluz de Espeleología, Ronda, pp. 299 - 305.
- Peyre, Y. (1962). *El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas*. Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España, n° 67, pp. 133-144.
- Pezzi, M., Muñoz, A. e Molina, V. (1979). *Análisis de la relación entre dolinas y fracturas de algunos paisajes kársticos de las Cordilleras Béticas*. Actas VI Coloquio de Geografía, Palma de Mallorca, 101-107.
- Piccini, L. (1999), *Geomorfologia e Speleogenesi carsica*. Quaderno didattico della Società Speleologica Italiana n°1. SSI.
- Piccini, L. (2009). *Struttura e morfologia dei sistemi carsici*. In: S.S.I. (2009). *Risorse didattiche per la speleologia ed il carsismo - Società Speleologica Italiana 2009*, Coord. J. De Waele. <http://document.speleo.it/>.
- Platt, J.P. e Vissers, R.L.M. (1989). *Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc*. Geology 17, 540-543.
- Platzman, E. e Lowrie, W. (1992). *Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain*. Earth and Planetary Science Letters Volume 108, Issues 1-3, January 1992, Pages 45-60.
- Poehls, D.J. e Smith, G.J. (2009). *Encyclopedic Dictionary of Hydrogeology*. Elsevier. 517 pp.
- Pralong, J.P. (2005). *A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites*. Géomorphologie : relief, processus, environnement, n° 3, p. 189-196.
- Ramírez Trillo, F. e Sánchez Pérez, E. (1974). *Complejo Hundedero-Gato*. Jábega, 6, pp. 22-27. Málaga.
- Reynard, E. (2008). *Scientific research and tourist promotion of geomorphological heritage*, Geografía Física e Dinámica Cuaternaria, 31, 225-230, 2 figg.
- Rivas-Martínez, S. (1987). *Memoria del mapa de series de vegetación de España*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (ICONA), Madrid.
- Rivas-Martínez, S. (1995). *Clasificación bioclimática de la Tierra*. Folia Bot. Matritensis, 14, 1-25.

- Rivas Martínez, S., Asensi, A., Díez Garretas, B., Molero, J. e Valle, F. (1997). *Biogeographical synthesis of Andalusia (Southern Spain)*. J. Biogeogr. 24: 915-928.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. e Matias, L. (1996). *Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia*. Tectonics, vol. 15 (2), p. 641 - 659.
- Rivière, M. (1973). *Existence de caractéristiques minéralogiques communes entre la formation de las Millanas et certains éléments allochtones de flysch argilo-gréseux (Málaga)*. Cr. Ac. Sciences. t,277. serie D, p.389-392.
- Robaux, A. (1938). *Les marnes blanches Aquitaniennes de Sanlucar de Barrameda (prov. de Cadiz)*: Bull. Soc. Geol. France, vol. 8, p. 697.
- Rodríguez Martínez, F. (1977): *La Serranía de Grazalema*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 527p.
- Rodríguez Vidal, J. (2004). *Sierra de Grazalema*. In: Nuche, R., Durán, J.J. e Vallejo, M. (eds.): *Patrimonio Geológico de Andalucía*. Enresa, pp. 172 - 179.
- Rodríguez Vidal, J., Alvarez, G., Cáceres, L.M., Martínez, A. e Alcaraz, J.M. (1998). *Evidencias morfogenéticas cuaternarias en el karst de la Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz)*. Geogaceta, 24, p. 267 - 270.
- Rodríguez Vidal, J., Alvarez, G., Cáceres, L.M., Martínez, A. e Alcaraz, J.M. (1999). *Morfogénesis y fases de karstificación cuaternarias en la Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz)*. Cuaternario y Geomorfología, 13 (1-2), p. 7 - 17.
- Rodríguez Vidal, J. e Gracia Prieto, F.J. (2004). *Evolución geomorfológica del sur de Iberia durante el Neógeno y el Cuaternario*. In: Zona Arqueológica, 4, Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre, vol. I (Geología), 124-133, Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares. ISBN: 84-451-2653-9.
- Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M. e Santiago, A. (2008). *Rasgos geomorfológicos fluviales en Cuevas de Meandro. Río Guadiaro (Málaga, España). Implicaciones paleohidrológicas*. II Congreso Andaluz de Espeleología, Priego de Córdoba, pp. 3 - 12.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. e Duboz, C. (2002). *Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene*. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. (2002). *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. Journal of the Virtual Explorer, 8, 107 - 126.
- Sabins, F., (1999). *Remote sensing for mineral exploration*. Ore Geology Reviews 14, 157-183.
- Salomon, J.N. (2006). *Précis de Kastologie*. Presses Univ. de Bordeaux, 2^o édition, 288 p.
- Sánchez González, A., Varela Sánchez, M., Arenillas Parra, M. e Gutiérrez Argul, F. (1998). *Las unidades hidrogeológicas de las Sierras de Líbar (00.06) y Grazalema (05.64)*. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, Ministerio del Medio Ambiente.

- Sanchidrián, J.L. (1986). *La Cueva de la Pileta, hoy*. Revista de Arqueología, 66, pp.36-44.
- Sanchidrián, J.L. e Muñoz, M.E. (1991). *Arte rupestre post-paleolítico. Cueva de la Pileta*. Revista de Arqueología, 117, pp.10-18.
- Santiago, A. e Pedroche, A. (2000). *Principales cavidades verticales de la provincia de Cádiz. Actividades del Grupo de Investigaciones Espeleológica de Jerez, GIEX*. Andalucía Subterránea, 14, p. 49 - 59.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): *La neotectónica de las Cordilleras Béticas*. En: Libro Jubilar J.M. Ríos: Geología de España, II: 469-485, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. e Peinado, M.A. (1995). *Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults*. Tectonophysics Vol. 248 (3-4) pp. 293-302.
- Sanz de Galdeano, C. (2008): *The Cádiz-Alicante fault: an important discontinuity in the Betic Cordillera*. Revista de la Sociedad Geológica de España, 2008, 21 (1-2).
- Sauro, U. (2003). *Dolines and sinkholes: Aspects of evolution and problems of classification*. Acta Carsologica 32/2, 4, pp. 41-52 Ljubljana.
- Sauro, U. (2004) *Closed Depressions*. In: Culver, D.C., White, W.B. (Eds.) (2004). *Encyclopedia of Caves*. Elsevier Academic Press, Amsterdam. Pp. 108-120.
- Sauro, U. (2009). *Microforme*. In: S.S.I. (2009). *Risorse didattiche per la speleologia ed il carsismo - Società Speleologica Italiana 2009*, Coord. J. De Waele. <http://document.speleo.it/>.
- Serrano, F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Ph.D. dissert., Univ. de Málaga, Spain.
- Serrano E. e Gonzalez-Trueba, J.J. (2005), *Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain)*. Géomorphologie, 3, 197-208.
- Shackleton, N.H. e Opdyke, N.D. (1973). *Oxygen isotope and palaeoclimatic stratigraphy of Ecuatorial Pacific Core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumen on a 105 year and 106 year scale*. Quaternary Research, 3, p. 39 - 55.
- Siart, C., Bubenzer, O. e Eitel, B. (2009). *Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete*. Geomorphology. Vol. 112, n01-2, pp. 106-121.
- Soe, M., Kyaw, T.A. e Takashima, I. (2005). *Application of Remote Sensing Techniques on Iron Oxide Detection from ASTER and Landsat Images of Tanintharyi Coastal Area, Myanmar*. Scientific and Technical Reports of Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, Japan. Vol. 26, 21-28(2005).
- Stanković R., Prodanović J., Kitanović O. e Nikolić V. (2011), *Development of the Serbian Geological Resources Portal*, In: 17th Meeting of the Association of European Geological Societies, Proceedings, pp. 61-65 Belgrade, 14-18 September 2011.

- Stich, D., Martín, J.B. e Morales, J. (2007). *Deformación sísmica y asísmica en la zona Béticas-Rif-Alborán*. Revista de la Sociedad Geológica de España, 20 (3-4): 311-319.
- Stromberg, S. G. e Bluck, B. (1998). *Turbidite facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain*. Sedimentary Geology, 115, 267-288.
- Suma, A., e de Cosmo, P. D. (2011). *Geodiv Interface: an Open Source tool for management and promotion of the geodiversity of Sierra de Grazalema Natural Park (Andalusia, Spain)*. Geojournal of Tourism and Geosites IV, 2011/2, Volume 8.
- Šušteršič, F., Rejšek, K., Mišič, M. e Eichler, F. (2009). *The role of loamy sediment (terra rossa) in the context of steady state karst surface lowering*. Geomorphology, Volume 106, Issues 1-2, 1 May 2009, Pages 35-45.
- Sweeting, M.M. (Ed.) (1981). *Karst Geomorphology*. Benchmark Papers. In: Geology, vol. 59. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Trudgill, S.T. (1985). *Limestone Geomorphology*. Geomorphology Texts 8. Longman Group Ltd., London.
- Tüfekci, K. e Sener, M. (2007). *Evaluating of karstification in the Mentese Region of southwest Turkey with GIS and remote sensing applications*. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 51 (1), 45-61.
- Vera, J.A. (1966). *Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral. Mem. Inst. Geol. Min. España, 191 p., 27 fig., 17 lam., 2 planos.
- Vera, J. A. e Martín-Algarra, A. (2004): *Cordillera Bética y Baleares – Rasgos Generales*, 347-354. In: *Geología de España*, ed Pral., Madrid. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 2004.
- Vera, J. A. (coord.), Arias, C., García-Hernández M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. e Vilas, L. (2004). *Cordillera Bética y Baleares – Zonas Externas Béticas – Las Zonas Externas Béticas y el Paleomargen Sudibérico*, 354-395. In: *Geología de España*, ed Pral., Madrid: Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 2004.
- Verstappen, H. (1977). *Remote Sensing in Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam. 214 p.
- Vías, J.M., Andreo, B., Perles, M.J., Carrasco, F., Vadillo, I. e Jiménez, P. (2006). *Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. Application in two pilot sites in Southern Spain*. Hydrogeology Journal 14, p. 912-925.
- Vías, J.M., Perles, M.J. e Andreo, B. (2004). *Influencia de las formas kársticas en la cartografía de vulnerabilidad de acuíferos. Aplicación en la Sierra de Líbar (Cordillera Bética)*. In: G. Benito e A. Díez (eds.): *Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología*. VIII Reun. Nac. de Gemorfología, Univ. de Castilla - La Mancha. Toledo, pp. 489 - 496.

- Vignier, C. (1974). *La Neogène de l'Andalousie Nord-Occidentale: Histoire géologique du bassin du Bas Guadalquivir*. Thèse Bordeaux.
- Villalobos, M. e Pérez Muñoz, A.B. (2004). *Geodiversidad y Patrimonio Geológico de Andalucía. Itinerario geológico por Andalucía. Guía didáctica de campo*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía
- Vincent, P. J. (1987). *Spatial dispersion of polygonal karst sinks*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 31, 1, 65-72.
- Wakabayashi, J. (2007). *Step-overs that migrate with respect to affected deposits: field characteristics and speculation on some details of their evolution*. In: Cunningham, W. D. & Mann, P. (eds) *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society, London, Special Publications, 290, 169-188.
- White, W.B. (1984). *Rate processes: Chemical kinetics and karst landform development*. In: *Groundwater as a Geomorphic Agent*, edited by R.G. La Fleur, Boston and London: Allen and Unwin
- White, W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York.
- Williams, P.W. (1972). *The analysis of spatial characteristics of karst terrains*. In: Chorley, R.J. (Editor), *Spatial Analysis in Geomorphology*. London, Methuen, pp. 135-163.
- Williams, P. (2004). *Karst Evolution*. In: Gunn, J. (Ed.) (2004). *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York. 1020-1026.
- Wu, Q., Xu, H. e Zhou W. (2008). *Development of a 3D GIS and its application to karst areas*. *Environmental Geology*, Vol. 54, No. 5, pp. 1037-1045.
- Zanoletti E., Pirocchi A., Seno S. e Spataro A. (2011). *SITINET - Census, networking and development of geological and archaeological sites*, In: *Managing Geosites in Protected Areas*, International Symposium on Geosite Management, Conference 7-9 September 2011, p. 49
- Zboray, Z., Bárány-Kevei I. e Tanács, E. (2005). *Defining the corrosion surface of the dolines by means of a Digital Elevation Model*. *Acta Climatologica et Chorologica Universitatis Szegediensis*, Tom. 38-39, 2005, 157-162.
- Zseni, A. (2009). *Subsoil shaping*. In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt W. (eds.). *Karst rock features: Karren sculpturing*. 102-121 pp.

Ringraziamenti

Il mio ringraziamento più sincero va alla mia famiglia, da sempre autentica sostenitrice del mio lavoro, e a Daniela, compagna paziente di questa lunga avventura.

Un riconoscimento lo devo al Professor Franco Mantovani in virtù della libertà concessami nelle mie ricerche e nella mia attività di dottorato, ed al Professor Javier Gracia per avermi insegnato ad osservare con occhio nuovo il paesaggio e a dedurne la meravigliosa complessità. Gran parte di questo lavoro non avrebbe avuto alcun esito senza il supporto morale, lo stimolante dialogo e la consulenza scientifica del Dott. Pietro de Cosmo, ormai definitivo complice delle mie ricerche geomorfologiche in terra andalusa.

Un sentito ringraziamento va anche a tutti i responsabili della *Oficina del Parque Natural de la Sierra de Grazalema*, specialmente nelle persone di Miguel Ángel Maneiro e di Isabel Casillas per aver messo a mia disposizione ogni supporto logistico e parte del loro prezioso tempo.

La mia gratitudine va anche a tutti gli amici del Gruppo Speleologico Ferrarese per avermi insegnato ad andare sottoterra e mettendomi finalmente nelle condizioni di poter osservare i sistemi carsici da una prospettiva capovolta.

Un grazie lo rivolgo all'amico e collega Dott. Alberto Riva per le preziose fonti bibliografiche messe a disposizione e al Prof. Ugo Sauro per una stimolante discussione in quel di Postumia sulla nomenclatura delle macroforme carsiche.

Il ringraziamento finale lo devo ai numerosi amici e colleghi ormai sparsi qua e là per il mondo e della cui amicizia non posso fare a meno.