

Geologischer Kartierkurs für Fortgeschrittene (Masters - Studenten)

***Prof. Bernd Lammerer (LMU) und Prof. Siegfried Siegesmund (Uni
Göttingen)***



Die Insel Elba im Tyrrhenischen Meer gilt als eine der geologisch interessantesten und vielseitigsten Gegenden Europas mit zahlreichen Weltklasse Aufschlüssen. Elba ist Teil des Apennin-Akkretionskeils über der westtauchenden Subduktionszone der Adriaplatte. Durch Zurückrollen der Subduktionszone kommt es im Apennin zu einer Basin & Range Topographie mit flachen Abschiebungen und Inselbogen - Magmatismus. Die weltbekannten Elba- Ophiolite wurden über einem „slow-spreading oceanic ridge“ gebildet. In Ostelba, wo wir kartieren, sind mehrere ophiolitische, kontinentale und Flysch- Decken über einem Grundgebirge aus Gneisen gestapelt. Quartäre granitische Intrusionen und Gänge sind in die basalen Einheiten eingedrungen. Hydrothermale Konvektion in Zusammenhang mit diesen Intrusionen hat zu zahlreichen Skarn- und Verdrängungslagerstätten geführt, die seit etruskischer und römischer Zeit abgebaut wurden. Eine Neogen-Quartäre Extensionstektonik hat die kompressiven Strukturen überprägt. In Westelba, das wir auf einer Exkursion besuchen werden, gibt es spektakuläre Porphyrganit-Aufschlüsse und Kontaktmetamorphose in den ophiolitischen Nebengesteinen.

Ausrüstung: Personalausweis oder Reisepass, Führerschein (für die Fahrer), Geologenhammer, Kompass (so vorhanden), Lupe, Feldbuch DIN A 5 mit festem Deckel, Druckbleistifte 0,5 mm; Farbstifte (mindestens 12), Geodreieck, Lineal, Taschenrechner, Zirkel, mm- und Transparentpapier, Radiergummi, Maßband (zw. 1,5m – 10 m), GPS (sofern vorhanden).
feste Geländeschuhe (Leichtbergschuhe mit Profilsohle und Knöchelschutz für scharfkantigen Schutt), warme Kleidung (auch warme Schlafsachen), Anorak, Regenschutz, Tagesrucksack, Reiseapotheke für kleinere Verletzungen und Erkältungen etc., persönliche Medikamente (sofern notwendig).

Grundsätze für das Arbeiten auf Elba:

Jeder führt ein eigenes Feldbuch, macht alle Zeichnungen, Notizen und Auswertungen selbst!

- zu erarbeiten und abzugeben:

1) Geologische Karte 1 : 10 000 (Kartierte Einheiten, Legende, Fossil- u. Mineralfundpunkte, Quartäre Ablagerungen, Streich- und Fallzeichen)

2) Tektonische Karte 1 : 25 000 (Tektonische Einheiten bei abgedecktem Quartär, Störungen, Scharnierlinien der Hauptfalten, Asymmetrie der Kleinfalten, Orientierung der Schichten, Achsen, Hauptschieferung etc.)

3) Geologische Gesamtkarte 1 : 25 000

4) Geologisch-tektonisches Gesamtprofil 1 : 10 000

5) Gesteinsbeschreibung:

- Feldbezeichnung der Kartierbaren Einheit
- Zusammensetzung mit geschätzter Mengenangabe der Minerale bzw. Komponenten,
- Gefüge, Bankung, Schichtung, Schieferung etc., Sedimentstrukturen
- Verwitterungsverhalten und morphologische Bedeutung
- Mächtigkeit, Mächtigkeitsänderungen
- interne Gliederung (Detail - Säulenprofil)
- Art der Begrenzung nach oben und unten, fazielle Übergänge
- relative Altersstellung aller Gesteinseinheiten
- spezielle Beobachtungen

6) Gesamtschichtfolge und Gesamtsäulenprofil 1:1000

7) Detailzeichnungen, Detailprofile und Beschreibungen von wichtigen Aufschlüssen

8) Auswertung der Gefügedaten im Schmidt'schen Netz und Beschreibung

9) Beschreibung der geologischen Geschichte

10) Abgabe der Gesamtkarten, Säulenprofile, Profile und tektonischer Auswertungen am Morgen des letzten Geländetages

Gesteinsbeschreibung In Anlehnung an Barnes & Lisle 2004

In Geologischen Karten werden „Gesteinsformationen“ kartiert, das sind kartierbare Einheiten, also Gesteinsfolgen, die groß genug sind, um auf der Karte dargestellt werden zu können und sie muss sich deutlich genug von der Nachbarformation abheben. Eine Formation muss nicht nur aus einem einzigen Gesteinstyp bestehen, sondern kann z.B. eine enge Wechsellagerung von Tonschiefern und Kalkbänken sein. Beschrieben werden muss die Formation in all ihrer Variabilität und wie sie gegen die benachbarte Formation abgegrenzt werden kann. Am besten beschreiben Sie eine Gesteinsformation vom Großen ins Detaillierte:

- Beginnen Sie mit dem Erscheinungsbild der Fläche, auf der das Gestein ausstreicht: Topographie, Vegetation, Landnutzung etc.
- Bodenbildung, Bodentypen
- Aufschlüsse: Häufigkeit, ob sie sanfte Hügel oder steile Klippen bilden oder Straßenanschnitte oder Lesesteine etc.
- Schichtung, ob eben oder unregelmäßig, Abstand der Schichtflächen bzw. Bankdicke, Internstruktur der Bänke (Schrägschichtung, Lamination, Rippeln etc.),
- Klüftung, Kluftabstand, Spaltbarkeit, Schieferung, Lineation, (Strukturen, Texturen)
- Messung der Orientierung dieser Flächen
- Mächtigkeit der Formation
- Kriterien der Abgrenzung gegen die Nachbarformation
- Farbe im frischen Bruch und verwittert
- Geruch beim Anschlagen, Ritzung gegen den Hammer
- Verwitterungsverhalten (z.B. welche Minerale an der Oberfläche herausstehen, wie Quarz, wenn Feldspat weggelöst ist)
- Minerale und Strukturen im Handstück, ohne und mit Lupe: Korngröße, Kornform, Verwachsungen der Körner,
- Mengenverhältnis der Minerale
- Zeichne ein Detailprofil (Säulenprofil)
- Variationen, Wechsellagerungen
- Bezeichnung, Formationsname und Kurzbezeichnung: Ein Geländename sollte deskriptiv sein, damit das Gestein aufgrund des Namens leicht erinnert werden kann.
- Entnahme eines repräsentativen Handstücks für die Dünnschliffuntersuchung, ev. ein orientiertes Handstück
- vergewissern Sie sich, dass Sie alle Informationen aus dem Gelände haben

Die Formation ist in sich homogen oder hat bestimmte lithologische Eigenschaften, die sie von der Formation darüber oder darunter abgrenzt.

Formationen können später zu Gruppen und diese zu Supergruppen zusammengefasst werden.

Andererseits können Formationen in „Members“ unterteilt werden, wenn eine feinere Unterteilung nötig ist, etwa bei Detailkartierungen oder speziellen Fragestellungen.

Eine einzelne Bank oder ein Horizont kann ebenfalls bezeichnet werden (wie die Cephalopodenbank in dem Grödnert Sandstein) oder der Iridiumhorizont an der Kreide Tertiär Grenze.

Säulenprofil (Stratigraphic section, Log): Zeigt die Abfolge der Gesteine, die wahre Mächtigkeit der Schichten, die Members und ev. die wichtigen Bänke, das Verwitterungsverhalten, den Fossilinhalt, Sedimentgefüge, Diskordanzen oder Schichtlücken, ev. auch Lücken, wo keine Aufschlüsse vorhanden.

Die Anfahrt:

München – Kufstein – Innsbruck – Brenner – Bozen – Modena – Florenz – Pisa – Piombino – per Fähre (Traghetto) Portoferraio – Valdana (~ 850 km)

München – Kufstein: Die Strecke führt von München zuerst die flache Münchner Schotterebene der Würmeiszeit (115.000 – 10.000 Jahre) hinauf, streift bei Holzkirchen kurz eine sanfte Rissmoräne (130.000 – 380.000 Jahre) und tritt nach Überquerung der Mangfall in die hügelige Endmoränenlandschaft der Würmeiszeit ein. Am Irschenberg überschreitet die Autobahn die 700 m Höhe und erlaubt einen guten Ausblick auf den Wendelstein und die Kette der Bayerischen und Chiemgauer Alpen. Am Irschenberg tauchen unter den Moränen steil stehende Konglomerate der Oberen Süßwassermolasse auf (17 – 10 Ma) auf, welche als Härtinge für die Höhenlage verantwortlich sind (gleiche Situation wie am Hohenpeißenberg). Die Autobahn fällt von hier mehr als 200 m hinab in das vom Inngletscher tief ausgeschürfte Becken des Chiemsees mit seinen Seetonablagerungen. Nach dem Inntaldreieck biegt die Straße nach Süden ab und quert den Alpenrand. Von der Faltenmolasse und dem Helvetikum sieht man von hier aus nichts, die äußersten bewaldeten Vorberge gehören der Flyschzone (Zementmergel) an, dahinter beginnen bereits die Nördlichen Kalkalpen, die hier kleinräumig und eng gefaltet sind.

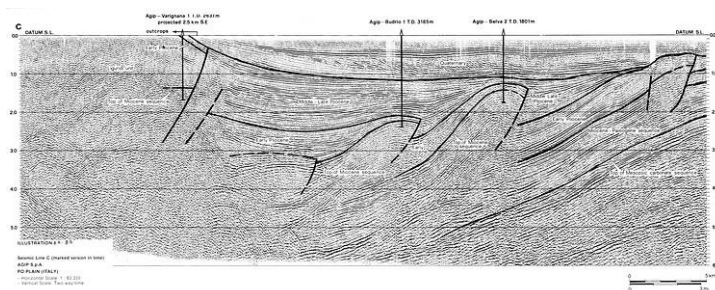
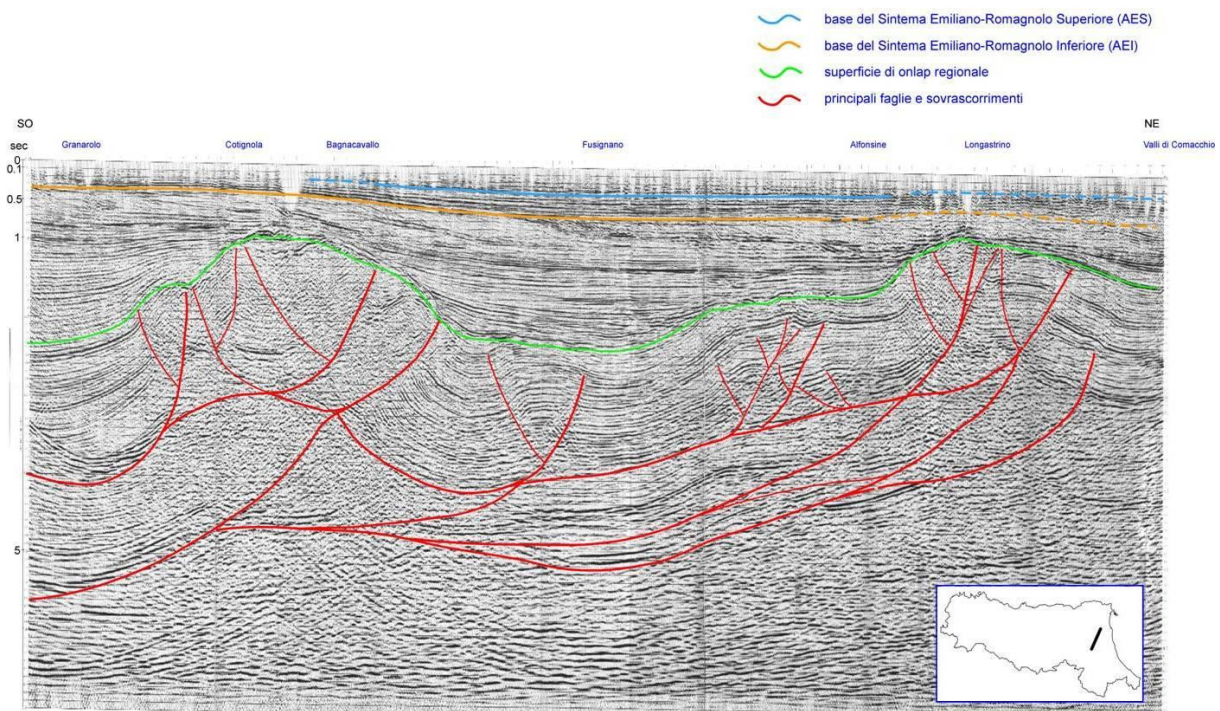
Kufstein – Innsbruck: Im Inntal, nach der Raststätte Angath, fallen rechterhand die molasseähnlichen Schichten des Inntaltertiärs auf. Die limnisch – brackischen Häringer Schichten stammen aus dem Lattorf (Oberstes Eozän - Unter Oligozän, ca. 40 – 37 Ma).

Ab dem Zillertal liegen rechterhand (Norden) die Inntal- und Lechtaldecken der Kalkalpen, im Süden der Schwazer Dolomit mit seiner Kupfer-, Silber- und Quecksilber-Fahlerz Vererzung, die einst den Reichtum Tirols (und auch der Augsburger Fugger) mitbegründet haben. An die 2000 m mittelalterliche und neuzeitliche Stollen sollen den Dolomit insgesamt durchlöchern. Ab Schwaz steht dann nur noch der Innsbrucker Quarzphyllit südlich des Inntales an, im Norden die steilen und schroffen Massive aus Wettersteinkalk und –dolomit des Karwendels („Nordkette“).

Innsbruck – Brenner – Sterzing: Die Strecke folgt hier etwa der Brenner Störung, eine markante Abschiebung um viele Kilometer, die zeigt, dass die alpen in junger Zeit (ab 14 Ma) eine kräftige Extension in Ost-Westrichtung erfahren haben. Auf der Westseite begleitet uns das Ötztal – Stubai Kristallin mit einer Auflage an Triaskalken (Kalkkögel, Tribulaune). Im Osten steht bis Matrei der Innsbrucker Quarzphyllit (vorwiegend Ordovizium 500 – 450 Millionen Jahre) an, dann die Gesteine des Tauernfensters, die an einer großen Aufschiebung, der Tauern Nordrandstörung, um ca. 20 km gegenüber dem Innsbrucker Quarzphyllit gehoben wurden. Vorwiegend bewegen wir uns dann in Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle (= ozeanische Einheiten der Alpenen Tethys), haben aber Einblicke bis hin zu den verbreiteten Granitgneisen der Zentralgneise. Große Flächen des Silltales sind zudem mit mächtigen eiszeitlichen Sedimenten bedeckt.

Sterzing – Bozen – Verona: Südlich von Sterzing, bei Mauls überqueren wir die markante Störung der Pustertal – Linie, die als Teil des Periadriatischen Lineaments angesehen wird. An ihr sind die Südalpen um einen unbekannten Betrag (in der Größenordnung von 100 km) gegen Westen verschoben worden. Weil die Südalpen an ihrem Nordende hochgebogen sind, durchfahren wir die kontinentale Kruste quasi von unten nach oben. Die Talenge zwischen Mauls und Franzensfeste ist durch den Brixener Granit bedingt, danach folgen wieder Quarzphyllite bis Waidbruck, von wo ab wir von den massigen roten Bozener Quarzporphyren begleitet werden. Ab Auer durchfahren wir Schichten der Trias und des Jura.

Verona - Modena – Bologna – Florenz: Kurz vor Verona queren wir die Endmoränenwälle des Etschgletschers und treten dann in die Poebene ein. Ähnlich wie die nördliche Molassezone ist die Poebene ein Senkungsgebiet, das allerdings nach Süden und Südwesten einfällt – also bereits mehr vom Apennin beeinflusst ist. Bei Mantua erreicht die Po - Molasse 3000 Meter Dicke, bei Mantua sind es bereits mehr als 8000 Meter! Im tieferen Untergrund ist in der Seismik und in Bohrungen aber bereits eine Stapelung der tieferen Sedimente zu erkennen, die Teil des Apennins sind. Zwischen Mantua und Bologna folgen wir auf belebter Autostrada in etwa der Subduktionszone, an der die Adriaplatte absinkt.

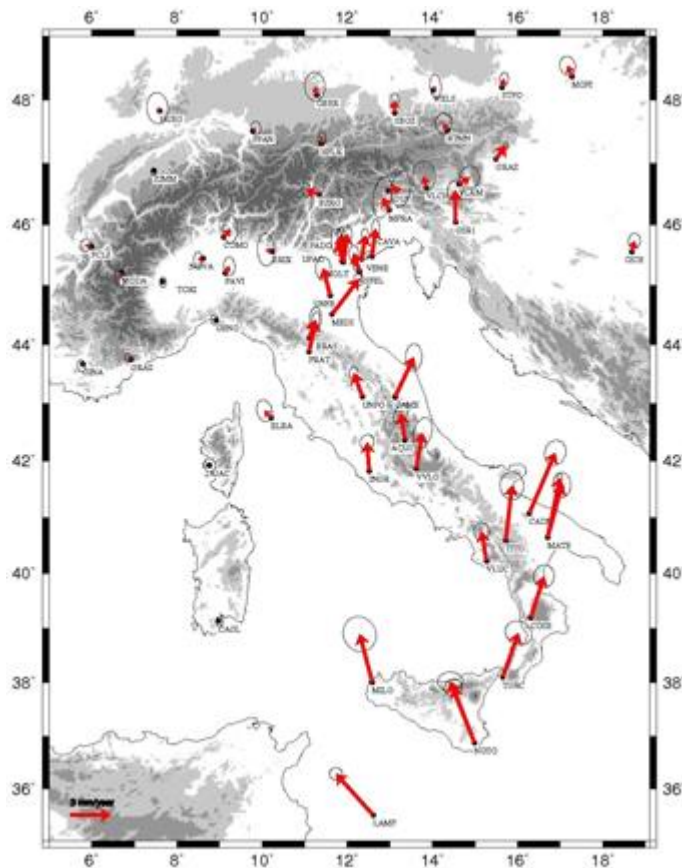


Bologna – Florenz – Pisa: Auf diesem Streckenabschnitt queren wir den Apennin, der sich von den Alpen deutlich unterscheidet. Es sind hier keine tiefkrustalen Einheiten aufgeschlossen, vielmehr ist es ein Akkretionskeil, in dem die Sedimentschichten des Deckgebirges und einige Decken oder

Schuppen ozeanischer Lithosphäre gestapelt sind. Bei Bologna (das z.T. auf Messinianischen Gipsablagerungen liegt), treffen wir noch auf Neogene tonig – sandige Sedimente, die im Tal des Reno und Setta Flusses bald von Flyscheinheiten abgelöst werden (Argille scagliose und Helminthoideen Flysch, Kreidezeit), dem wir auch in Elba begegnen werden. Zwischengeschaltet sind einige wenige Ophiolithkörper, meist isolierte Serpentin - Linsen. Auf die Flysche sind toskanische Sandsteine, Mergel und Kalke aufgeschoben (Cervarola Einheit, M.-Miozän, ~ 20 – 10 Ma). Kurz vor Florenz zweigt die Strecke nach Pisa ab, die Autobahn verläuft meist in quartären Sedimenten, muss nur zwischen Pistoia und Montecatini Terme den Rücken der Monte Albani überwinden, in denen Miozäne turbiditische Sandsteine (Macigno – Sandstein) und Argille Scagliose als chaotischer Komplex anstehen. Nach Durchquerung der Monte Pisani mit Tiefwasserkalken des frühen Jura und der Kreide erreichen wir die weite Schwemmebene von Pisa.



<http://www.geodynamics.no/BUITER/apennines.html>



<http://www.topo-europe.eu/3-the-natural-laboratory-concept/3-3-apennines-aegean-anatolian-region/3-3-7-uplift-calabria-apennine>

Fig. 50. GPS vectors for permanent GPS stations in Italy in the EurAsia fixed reference frame (D'Agostino and Selvaggi, 2004). Differential motions between Sicily (reflecting the motion of Nubia) and the rest of the Italian Peninsula are accommodated in northeast Sicily, notably at the Messina site of large earthquakes (e.g. 23.12.1908).

Pisa – Piombino – Portoferraio:
Pisa liegt auf Deltaablagerungen des Arno (deren unterschiedliche Setzungseigenschaften zu der Schiefe des

Turmes geführt haben), die wir bis Livorno durchqueren. Die Autobahn führt dann weiter durch vorwiegend Ligurische Einheiten mit Ophiolithen, die an zahlreichen Störungen zerhackt sind. Bei San Vincenzo wird ein 4.7 Ma Jahre alter Quarzporphyr abgebaut. Von dort folgen wir der Küste bis zu der wichtigen etruskischen Stadt Populonia und erreichen Piombino, von wo aus wir nach Elba übersetzen (Fahrzeit mit Fähre 1 Std.). Ankunft in Portoferraio.

Der Apennin

Der Apennin ist eines der jüngsten und aktivsten Gebirge der Erde, er hat sich insbesondere im Neogen und Quartär gebildet. Die Tyrrhenis hat sich erst in den letzten 5 Millionen Jahren gebildet. In den letzten 3 Millionen Jahre hat der Apennin starke Einengung (80 – 200 km) erfahren, Hebung bis 2 – 2,5 km mit 1000 m/Ma (A. Apuaini) und Absenkung bis 5 km mit 2500 m/Ma in der Poebene. Auch wissenschaftshistorisch ist er interessant: N. Steno hat hier im 17. JH. die Grundprinzipien der Stratigraphie erkannt, Konzepte von Turbiditen, Mélange, Olisthostrom oder der Nutzung geothermischer Energie wurden hier geboren (Vai & Martini 2001).

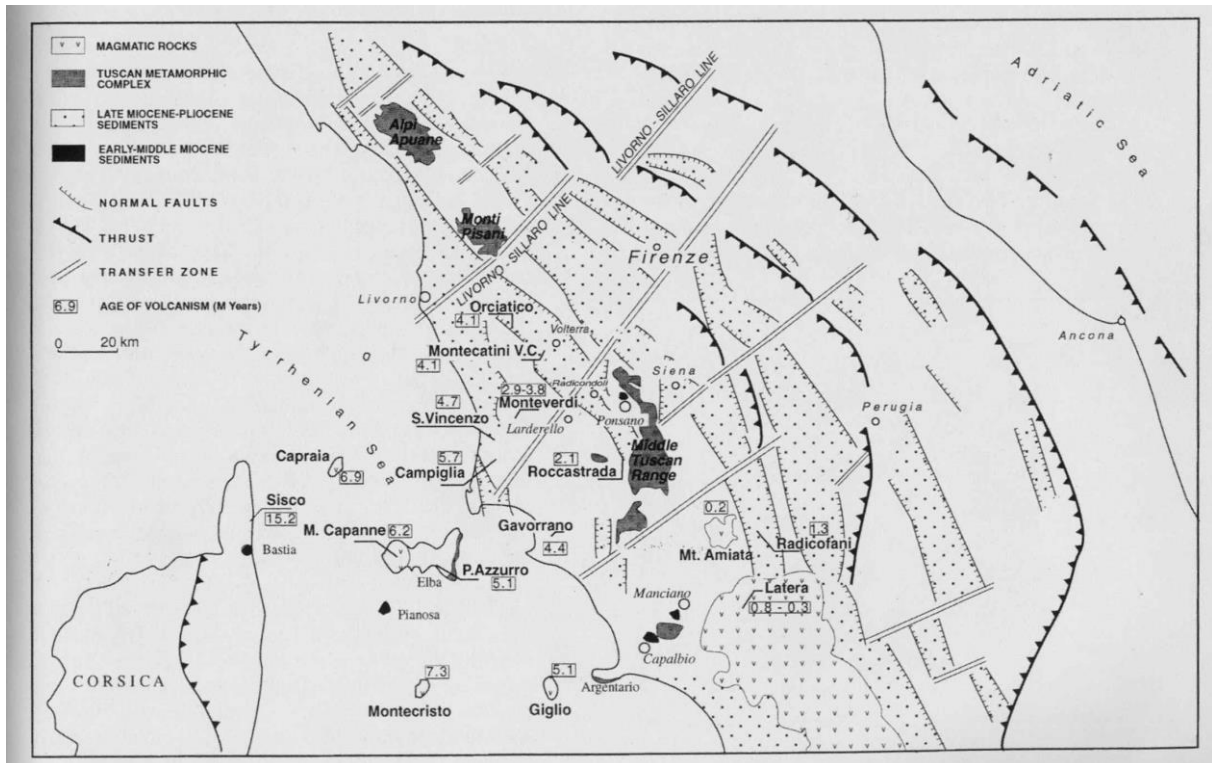


Abb. 1: Tektonische Übersicht des Apennins (nach Decandia et al. 2001)

Der externe Apennin ist morphologisch einheitlich mit einem radialen Drainage System, der innere (tyrrhenische) ist dagegen von einer Graben – Horsttektonik geprägt und erinnert an die Basin and Range Regionen Westamerikas. Die Tyrrhenis ist ebenfalls von Gräben durchzogen, zwischen Elba und Korsika liegt ein fast 900 m tiefer Graben. Gleichzeitig erfolgte lokale Hebung bis 600 m in den Alpi Apuane und den Pisaner Bergen. Vulkanismus und Plutonismus prägen den internen Apennin und das Geothermalfeld von Larderello zeugt von sehr stark erhöhtem Wärmefluss und assoziiertem jungen Plutonismus unter dem Monte Amiata.

Ligurische Decken: wurden im Mittel Eozän zuerst westwärts auf Europa (Korsika) und danach ostwärts auf Apulia-Afrika (Apennin) obduziert. *Toscanische Decken* des äußeren Kontinentalrandes sind aus siliziklastischen und carbonatischen Gesteinen aufgebaut. Die jungen *Magmatite der Toskana* sind sehr variabel und zeugen von einer komplexen Bildungsgeschichte (Subduktions – gebundener Vulkanismus, Kontamination mit Krustenmaterial, Extensionstektonik). Generell werden die Magmatite von West nach Ost immer jünger. Der Monte Capanne Granit, eigentlich ein Granodiorit bzw. Monzogranit ist mit 6.8 – 6.2 Ma einer der ältesten (Ferrara & Tonarini 1985), der Porto Azzurro Cordierit – Monzogranit hat ein Alter von 5,1 Ma (Saupé et al. 1982). Weiter im Osten der Toscana (Mte. Amiata, Radicofani) sind die jüngsten Vulkanite nur wenige 10.000 Jahre alt.

Elba: Die 223 km² große Insel Elba liegt auf dem Festlandsockel Italiens und ist nur durch ein weniger als 100m tiefes Schelfmeer vom Festland getrennt. Während der Eiszeit, als der Meeresspiegel um bis zu 120m absank, war Elba daher Teil des Festlandes. Geologisch gehört Elba zum Apennin – ein junges und sehr aktives Gebirge mit kräftiger Einengung und Hebung von Neogen bis heute.

Der Apennin ist ein Gebirge, das als ein Akkretionskeil über einer Subduktionszone angesehen werden kann. Anders als in den Westalpen fällt die Subduktionszone hier nach Westen ein, die Adria wird unter den Apennin subduziert. Sie rollt zurück, was sich in einer Öffnung des Tyrrhenischen Meeres und einer Rotation Italiens um ca 50° gegen den Uhrzeiger seit dem Eozän bemerkbar macht. Weitere Folgen sind eine Dehnung in den internen Bereichen im Westen, einschließlich des Bereichs von Elba und ein aktiver Magmatismus und erhöhter Wärmestrom (Thermalkraftwerk von

Larderello).

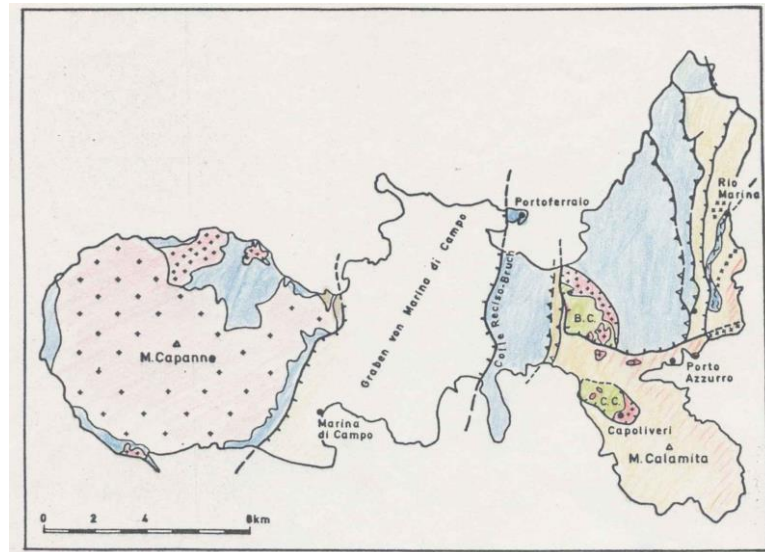
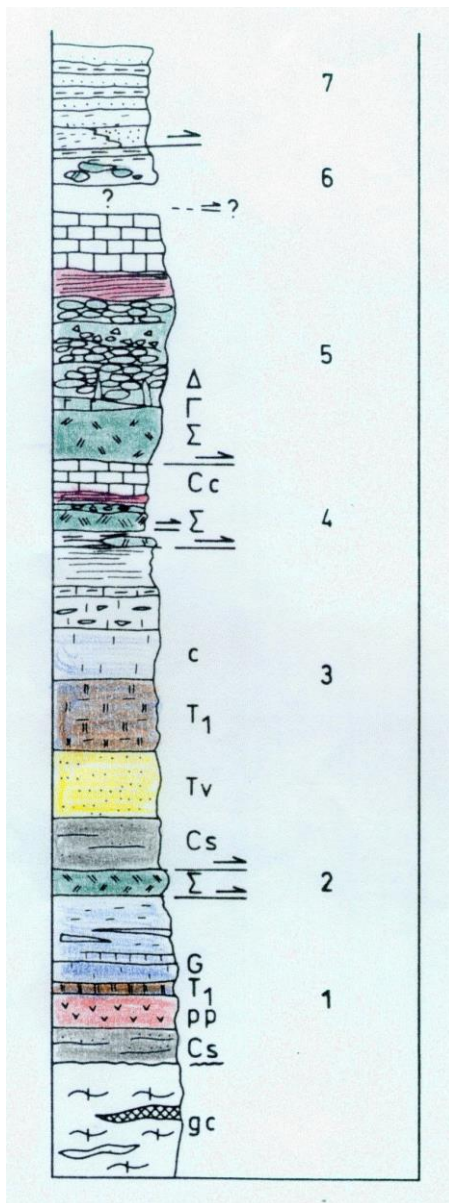


Abb. 3: (links): Abfolge der Gesteine im Exkursionsgebiet von Ostelba

Abb. 2: Tektonische Großstrukturen auf Elba

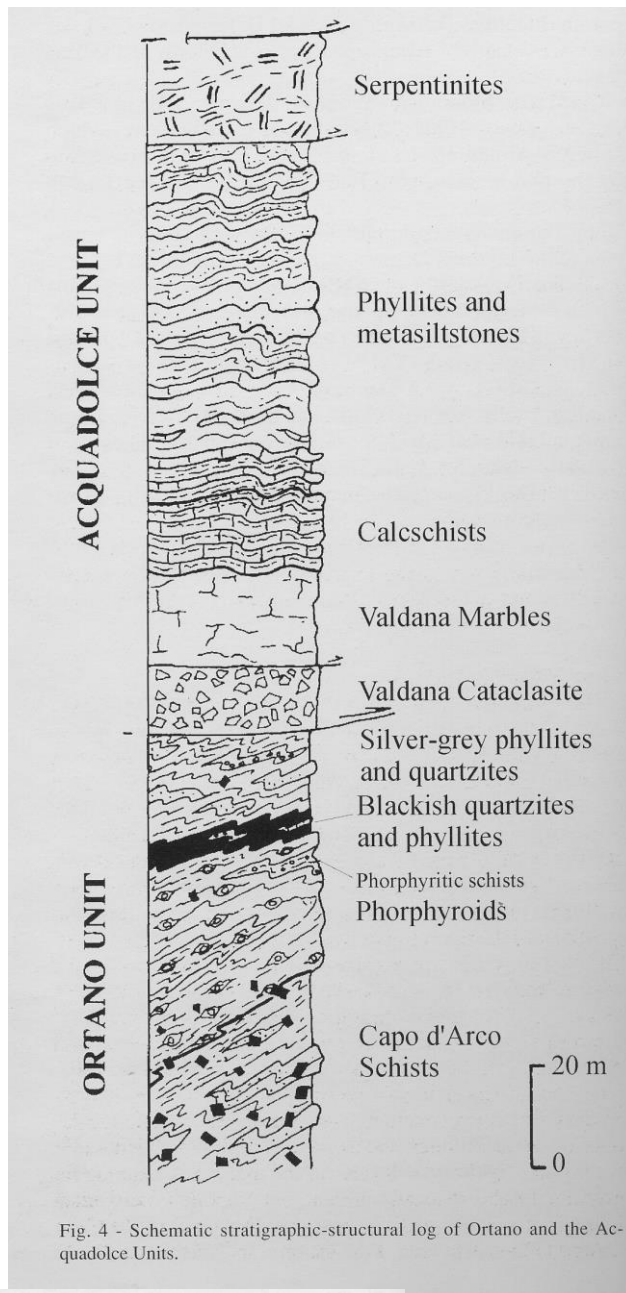
Im Apennin sind Ophiolith Decken (Ligurische Decken) obduziert – d.h. entgegen der in Lehrbüchern verbreiteten allgemeinen Regel über die kontinentalen Ablagerungen (Toskanische Einheiten) geschoben. Hatte sich noch im Oberen Miozän ein richtiger Akkretionskeil mit nur kompressiven Strukturen ausgebildet, ist dieser Keil durch verstärktes Rückrollen der Subduktionszone im Pliozän insbesondere an seiner Rückseite (im Westen) instabil geworden und in die Breite zerflossen. Große Grabensysteme (Florenz, Pisa) und Strukturen wie in metamorphen Kernkomplexen sind entstanden. In Elba ist ein solcher Kernkomplex beispielhaft aufgeschlossen (Halbinsel von Calamita, Zuccale Störung).

In Elba selbst werden neuerdings 9 Tektonische Einheiten unterschieden (Benvenuti et al. 2001):

Grundgebirgs Einheiten:

1. Porto Azzurro Einheit: Sie bildet das vermutlich paläozoische Grundgebirge, das variszisch deformiert und metamorph überprägt wurde. Meist handelt es sich um quarzreiche Paragneise, Quarzite, Phyllite und Glimmerschiefer. Verrucano Gesteine und Trias Carbonate gehören vermutlich zu der originalen Sedimentbedeckung.

2. Ortano Einheit: An der Basis finden sich Phyllite und Quarzite, die von Meta – Quarzporphyren überlagert werden. Diese zeigen noch reliktsche Fiammae Strukturen, die sie als ehemalige Ignimbrite ausweisen. Alter vermutlich Ordovizium (aus Vergleich mit Sardinien und Apuaner Alpen), es gibt aber keine Datierung. Nach oben folgen Quarzite und Grauwacken.

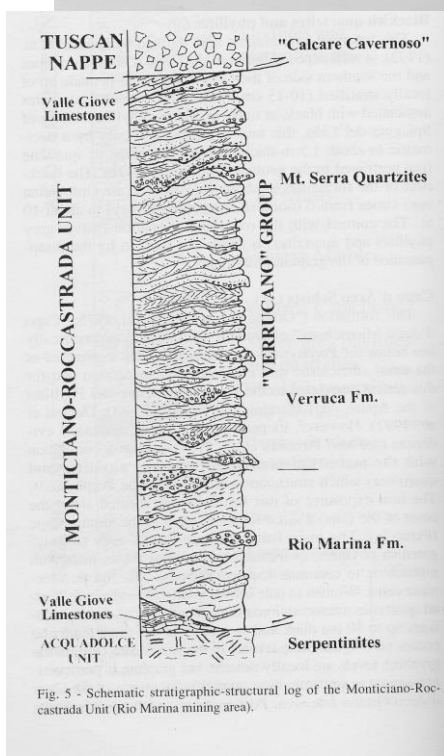


Toscanische Einheiten:

3. Aquadolce Einheit: Sie beginnt mit Rohwacken (Zellendolomit, Kataklastit) und massigen Marmoren (5 – 20 m) die streckenweise verkarstet sind. Nach oben folgen Kalkschiefer, Phyllite, Metasilts und Metasandsteine (20 – 200 m), die in eingeschalteten Kalklinsen noch Radiolarien, Calpionellen und Foraminiferen der Unterkreide beinhalten (Duranti et al. 1992).

Nach oben wird die Einheit von einem Serpentin überschoben (*Santa Filomena Subeinheit*)

Abb. 5: Die Ortano und Aquadolce Einheiten auf Elba.



4. Monticiano – Roccastrada Einheit: Siliziklastische Gesteine des Oberkarbon bis Trias, schwach metamorph, Verrucano. Dazu gehören auch die Jura bis Oligozänen Kalke und bunten Phyllite von Nordostelba (Capo Castello Formation).

Abb. 6: Die Monticano – Roccastrada Einheiten

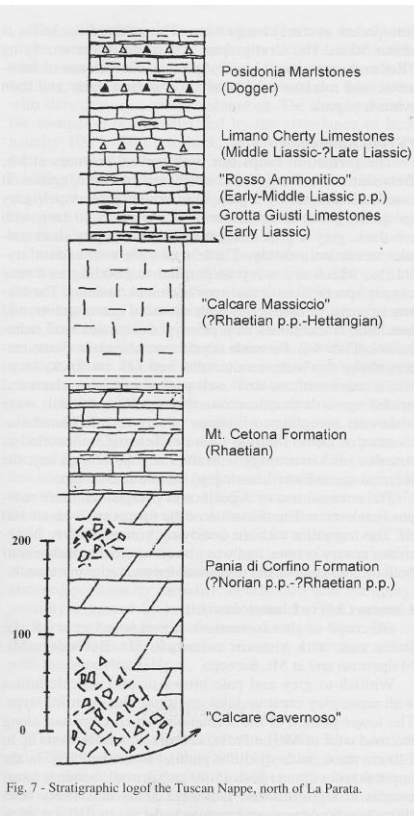


Fig. 7 - Stratigraphic log of the Tuscan Nappe, north of La Parata.

5. Toscanische Einheit: Sie besteht aus dem charakteristischen Zellenkalk des Calcare cavernoso der Obertrias. Im Norden wird dieser von Obertrias bis Doggerkalken und Mergeln überlagert.

Abb. 7: Die Gesteine der Toskanischen Decke

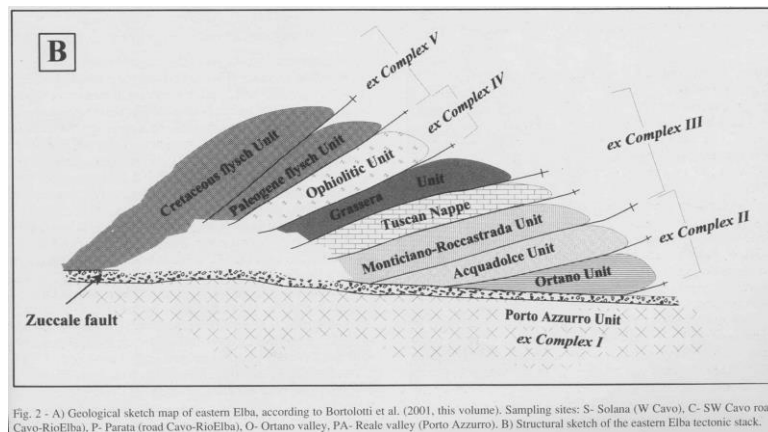


Fig. 2 - A) Geological sketch map of eastern Elba, according to Bortolotti et al. (2001, this volume). Sampling sites: S- Solana (W Cavo), C- SW Cavo road (Cavo-RioElba), P- Parata (road Cavo-RioElba), O- Ortano valley, PA- Reale valley (Porto Azzurro). B) Structural sketch of the eastern Elba tectonic stack.

Abb 8:
Schema der

tektonischen Stapelung auf Elba

Ligurische Einheiten:

6. Grässerä Einheit: Sie ist nach einem von dem Piraten Khair Eddin (Barbarossa) im 16. Jh. zerstörten Städtchen Grasserä benannt. Bunte Phyllite, teils mit weinroter Farbe sind hierfür typisch. Das Alter und die tektonische Stellung ist umstritten Paläozoikum? – Dogger? – Kreide??).

7. Ophiolith Einheiten. Sie führen an der Basis Serpentinite und Ophicalcite, Gabbros und Basalte. Radiolarite und Calpionellenkalke und Palombini Schiefer überdecken die Gesteine der ozeanischen Lithosphäre. Die Nisportino Formation mit reichlich tonigen Anteilen schaltet sich manchmal zwischen die Radiolarite und Calpionellenkalke.

8. Paläogener Flysch: In diesem Flysch finden sich hauptsächlich Tone und Mergel, einzelne boudinierte Kalkbänke und ophiolithische Breccien und Kalke mit Nummuliten.

9. Kreide Flysch: Der ligurische Kreideflysch zeichnet sich durch einen Wechsel von Kalkbänken und Sandsteinbänken aus, die über tonige Hintergrundsedimente als Turbidite geschüttet wurden. Zahlreiche granitische Gänge und Lagergänge durchsetzen in Mittel-elba diesen Flysch.

Wichtige Aufschlüsse:

Ostelba, Basement und Toskaniden

1. Spiaggia di Barbarossa (= NE von Porto Azzurro): Variszisch deformiertes Grundgebirge, Muskowitgneise mit Quarzmobilisaten, Schieferung kleingefaltet (mindestens zwei Deformationen), flach liegende Achsenflächen.

Südseite: Granitporphyr-Gang (ca. 5m mächtig), darunter Turmalinitgang, kleine Verwerfungen.

Nordseite (etwas Kletterei bis vor zum Kap oder, bei Flut, Wind und Wellen: oben herum über einen Weg (Treppe vom Strand): Dach des Ostelba Granites, mit spröde – duktilem Kontakt, chilled margin, großen Kalifeldspäten der späten Kristallisation unter hohem Fluidruck, Aplit- und Quarzgänge, viel pneumatolytischer schwarzer Turmalin im Nebengestein und im Granit auf späten Bruchflächen.



Abb. Aplitgänge am Spiaggia di Barbarossa

2. Profil Spiaggia di Ortano: guter Querschnitt durch die Toskaniden, beginnend mit Meta-Quarzporphyr an der Küste (Silur oder Perm, nicht datiert), man quert: Grezzoni (Rauhwacke, Obertrias), Hettangienkalk (alter Steinbruch hinter Haus), Lias Kalkschiefer und Dogger-Phyllite, einen mysteriösen Serpentin (wird teils ins Paläozoikum

gestellt, ist aber wahrscheinlich durch eine "out of sequence thrust" aus den Liguriden eingeschuppt?), etwas untypische Karbonschiefer (Phyllite und sandige Phyllite, sie sind sonst schwarz und führen Andalusitknoten, sollen anderswo Fusulinen enthalten, die hab ich aber nie gesehen), nach einer Störung: calcare cavernoso (Nor), erneute Störung: "Posidonienschiefer" (scisti policromi, dunkle und bunte Phyllite, Mn-Beläge; nach den Italiendern: Dogger, nach oder Silur, keiner weiß es wirklich), kurz vor der Einmündung zur Hauptstraße: Serpentin der unteren Liguriden Schuppe.

3. Vom alten Leuchtturm von Rio Marina an der Küstenstr. nach S: Dogger Kalkschiefer und Marmore werden metasomatisch von Epidot, Hedenbergit, Ilvait verdrängt. Treppe runter ans Meer: schöne Hedenbergite und Epidot, Kavernen (Volumenschwund durch CO_2 - Entgasung). 50m weiter: runter ans Meer, weiße Marmore werden von rabenschwarzem Ilvait verdrängt (es lohnt, in die Höhlung hineinzuklettern - Vorsicht, man muß etwas geübt sein!) 1-1.5 Std.

4. von Rio Marina nach Norden Richtung Cavo. Man quert Verrucano mit Schrägschichtung und Vererzung (Küstenaufschluss am P. Rialbano) und Karbonschiefer, und trifft auf Lias- und Doggerkalke (Selcifero, mit kondensierten Horizonten und kieseligen Lagen und Ammonitico rosso-ähnliche Kalke) an der Straße (Vorsicht vor Autos). Vor Cavo: großer Steinbruch links: Rhät - Lias? –Massenkalk (Calcare massicio), hellgrau, dicht, vereinzelt wittern Dolomit-Rhomboeder (klein, Lupe!) heraus. Bei Cavo zum Capo Castello der Küste entlang (Bunte Schiefer der Monticiano – Roccastrada Einheit, intensiv verfaultet, Kreide - Alttertiär)

5. Typische Karbonschiefer (graphitische Knotenschiefer) und etwas Verrucano-Quarzite am Casa Marchetti (Monte Fabrello) hinter dem Haus (inzwischen etwas verbaut, böser Hund, Aufschlüsse in der Nähe am Straßenrand suchen, auch in der Macchia darüber anstehend).

Ostelba Liguriden:

6. Straßenkurve 3 km nördlich P. Azzurro: Falte (Mulde) in tieferer Liguridenschuppe: Opicalcit (mit sedimentär? eingelagerten roten Tiefseetonen), Basaltbreccie (1m), wenig Radiolarit (2m), darüber Calpionellenkalk. - Anomal reduzierte Abfolge (aus dem Bereich einer Transform - Störung??) 1/2 Std.

Liegendes: Argille Scagliose. (1/2 Std)

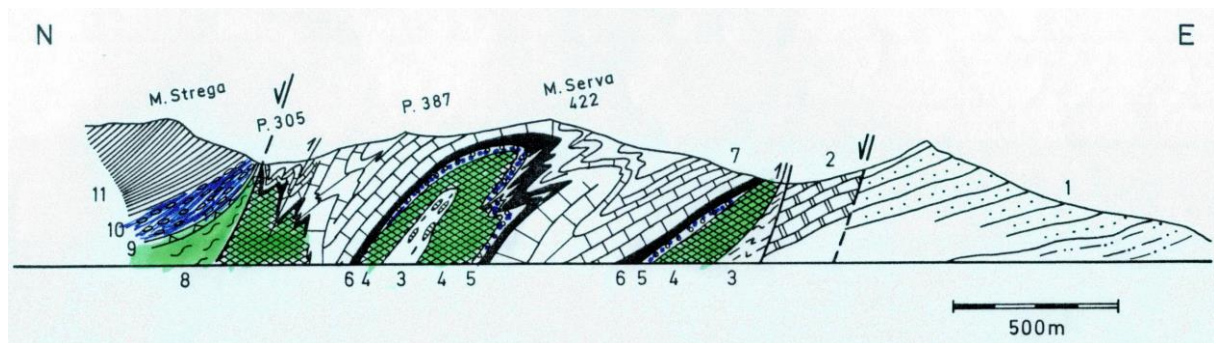


Abb. Profil durch den Monte Serra am Kloster Sta. Catarina.

7. Von Rio nell'Elba zur Volterraia – Cima del Monte und Monte Castello (Höhenwanderung): Serpentin (Chrysotil und Lizardit), Gabbro und Pillow Basalt (m. Pumpellyit und Prehnit), Radiolarit und Calpionellenkalke.



Abb. Falten im Calpionellenkalk am Cima del Monte

8. Bagnaia: Direkt nördl. an Abzweigung Bagnaia: Grenze Radiolarit/Diabas mit Mn-Krusten (alter Stollen unter Bewuchs). Kleingefaltete Radiolarite (z.T. überkippt), dann oszillierender

Übergang in Calpionellenkalk mit gewaltiger synsedimentärer Rutschung (schöne Straßen-aufschlüsse). Kurz vor Bagnaia: Stbr. rechts: Riesige überkippte Falte in Calpionellenkalk m. Mergeln. (1/2 - 1 Std) (Inzwischen durch Kläranlage nicht mehr bzw. nur schwer zugänglich).

9. Richtung Lacona, Parkmöglichkeit an Vorsprung zwischen zwei Buchten, oberhalb Cap Norsi: Abstieg auf ausgewaschenem Trampelpfad in die Bucht westlich Cap Norsi: Pfad runter zum Meer: Mélange-Zone mit Argille scagliose und Serpentin, reichlich Boudinage, Isoklinalfalten, Marmore mit spektakulären Wollastonit-Sphäroiden (**hämmern verboten! Nationalpark!**)

10. Capo Stella (zu Fuß 1 Std., Fahrverbot). Runter nach Osten an die Küste bei einem kleinen Ferienhaus etwa auf der Hälfte der Halbinsel (nicht zu früh!): Gabbro Intrusionen in Diabas, Plag. u. Opx. bis Handtellergroß, daneben auch Mikrogabbro, schöne Kontakte, glasig-mylonitisch. Schöne Pillows in Sturzblöcken. Äolische Sedimente des Pleistozän

Mittel- und Westelba



11. Hotel Desiree westl. Procchio: vor an die Küste (Westseite): Calpionellenkalk wird intrudiert von Granitgängen welche Klüfte nachzeichnen, Große Vesuviane, Diopsid, Andradit etc. Schöne Fließfalte in Kalken (Softening durch die Intrusionswärme u. ev. Fluide).

Abb.: Fließfalte in Marmoren bei Procchio



Abb: Pillowlaven bei Marciana

12. P. della Crocetta, (Madonna auf Pillowbasalt im Meer, 1/2 km östlich, d.h. vor Marciana Marina, kl. Parkplatz). Auf steilem schlechten Pfad vom P runter ans Meer: Schöne Pillowbreccien eines explosiven Basaltvulkanismus zw. Lavaflüssen. in Felsen östlich davon: eingearbeitete Radiolarite zw. Pillows. Wer nicht genug hat: ca. 200m östlich davon führt von der Straße eine Treppe

(privat) ans Meer: Einer der schönsten Pillowbasalt Aufschlüsse Elbas (und damit der Welt): Oben/Unten Kriterien, plastisch deformierte Pillows, Pumpellyit, Epidot, Perlitgefüge im Entglasungssaum und ein Granitgang, der sie durchschlägt etc.

13. Über Marciana Alta zum Capo San Andrea: spektakulärer Granitaufschluß an Küste Pfad Richtung Westen 200m. Porphyrganit mit bis 20 cm großen Orthoklas-Großkristallen oft mit Karlsbader



Zwillingen, Fließreglung (lokal), echte Xenolithe aus Gneisen, große Magma - Bubbles, vermutlich nicht gemischtes Magma anderer Zusammensetzung und/oder Viskosität, z.T. zonar (+/- Kfsp., mechanisch oder metasomatisch?), Anlagerungsgefüge von Kfsp. außen herum, helle, im Granit gelegentlich Kfsp.-reiche Diffusionskanäle oder Flächen mit wenig Bi, Strudeltöpfe, Chemische Verwitterung des Granites, Desquamation.

Abb. Granit vom Capo San Andrea mit Magma Mingling Strukturen.

14. West- und Südküste: Immer wieder schöne Aufschlüsse der Kontaktgesteine: Serpentine mit Anthophyllit oder Forsterit-Neubildungen (letztere nur im D'schliff), Kalksilikate, Pillowbreccien - Kontaktmetamorph (bei P. Nera und S. von Pomonte), Chaotische Breccien (Olisthostrom) am "Scoglio Ogliera",

15. Abzw. Richtung San Piero in Campo, nach 1 km: verlassener Stbr. mit feinkörniger Granitfazies: Turmalinklüfte, z.T. mit "Plumose Structures", die turmalinisiert (links oben in der Wand). zurück zur Kreuzung, davor noch ein alter, inzw. mit Müll verkippter Stbr. bzw. Abbau von Gelmagnetit in Serpentin (CO₂- Metasomatose). 3/4 Std.

16. Ostseite der Bucht von Marino di Campo (nach Brücke rechts zum Strand, dort Parken): Oberkreide-Flysch mit Helminthoideen. Spektakuläre Falten (allerdings: Steinschlaggefahr!! leichte Kletterei an der Küste über Blockschutt), gesamte Flyschsedimentologie wie im Lehrbuch, man gehe soweit nach Osten, wie man kommen kann und Zeit hat. (zw. 1 - 3 Std.)

17. Punta della Contessa: man gehe von Osten her ran (vom Spiaggia Grande di Lacona): Eozän-Flysch, darin einer der spektakulärsten Olisthostrome Europas: Sedimentäre Serpentine und Gabbros, weiter westlich: polymikt mit Matrix aus Klein-Nummuliten-führenden Kalken. Danach: Mikro-Porphyrgranit und Serpentin mit Gabbro- (bzw. Rodingit-)gängen direkt an der Punta. (1 1/2 Std)

18. Geht man von hier weiter 1/2 Std. entlang den Spiaggia di Ghaieto erreicht man wieder Eozän Flysch, versch Störungen etc. und den Sandstein von Ghaieto (z.T. ein Mikrokonglomerat) problematischer Stellung (angeblich Basis des Kreideflysch, ich zweifle daran, er sieht so nach außen drangeklatscht aus, als wäre es ein Miozäner Sandstein, der an einer Störung abgeschoben ist. Ich weiß es aber auch nicht).

19. Melange-Olisthostrom vom Colle Reciso, mit Ophiolithmaterial und Eozän-Nummulitenkalk-Olistolithen am Casa Burelli auf halber Höhe (unter dem Leitungsmasten jenseits des Grabens).

20. Terra Nera: gut zugänglich über Camping Reale, von dort nach N an der Küste: hier auch schöner Störungskontakt mit metermächtigen Kataklasten einer Abschiebung, die später wieder verstellt wurde).

21. Am Punta di Zuccale (NW unterhalb Capoliveri, leichte Kletterei über Blöcke am Strand): Decollementfläche mit prächtiger Striemung, metermächtigen Kataklasten und kleinen Abschiebungen darin (2-4 Stunden, sehr lohnend). Etwas weiter Nördlich: Stranddünen des Pleistozän, verfestigt.

Literatur:

Bortolotti V, Pandelli E& Principi G 2001: The Geology of the Elba Island: an historical introduction.- Ofioliti 26 (2a) 79-96.

Duranti, S, Palmeri, R, Pertusati P.C., Ricci, C. A. 1992: Geological evolution and metamorphic petrology of the basal sequences of Eastern Elba. Acta Vulcan., Marinelli, Vol. 2., 213-229.

Ferrara & Tonarini 1985. Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems: Rend. Soc. It. Min. Petr., 40; 111-124.

Saupé F., Marignac, C, Moine, B., Sonet, J. und Zimmermann J.L. 1985: Datation par les methodes de K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île de Elba. Bull. Mineral, 105, 236 – 245.

Vai G B & Martini (Hrsg) 2001: Anatomy of an orogene – The Apennines and adjacent Mediterranean basins.- 634 S, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Boston, London. (2025/62)

Waldeck: Die Insel Elba.- Sammlg. Geol. Führer 64, 169 S., Gebr. Bornträger, Stuttgart.

Vai G P, I P Martini (Hrsg.) 2001: Anatomy of an orogene: the Apennines and adjacent Mediterranean basins. Kluwer 622 S.

Opening and closing of marine gateways

Tectonically controlled opening and closing of marine gateways, combined with climatic and glacio-eustatic sea-level changes, have played an important role in the Neogene and Quaternary history of the Mediterranean and Black Sea area, with the most dramatic event being the Messinian salinity crisis that spanned approximately 5.96-5.33 Ma. Isolation of the Mediterranean Basin from the world oceans, commencing in the late Tortonian under a relatively low humidity climate resulted during the Messinian in an evaporation-induced rapid drawdown of its sea level by as much as 2 km (Buttler et al., 1999; Flecker and Ellam, 1999; Andersen et al., 2001; Krijgsman et al., 2002; Mart et al., 2004). Mechanisms contributing to the isolation of the Mediterranean Basin include a glacio-eustatic sea level fall but mainly the gradual closure of marine gateways connecting it with the Atlantic Ocean via the Betic and Rif foreland basins and with the Indian Ocean via the Taurus (Bitlis)-Zagros foreland basin (Ziegler, 1988).

As the mechanisms by which, and the exact time when, these marine gateways were closed are still poorly constrained, this is a research objective of TOPO-EUROPE (e.g. Middle-Late Miocene permanent silting up of Taurus-Zagros foreland basin combined with its compressional deformation prior to early Pliocene activation of the Kara Su rift (Bahroudi and Koyi, 2004; Mart et al., 2005)). The Messinian sea level drawdown (7.24-5.33 Ma) and ensuing erosion in exposed areas had a major unloading effect, whereas the accumulation of up to 2 km thick salts and clastics in remnant deep-water basins had a counteracting loading effect on the Mediterranean lithosphere. The isostatic response of the lithosphere to Messinian loading and unloading needs to be quantified in order to assess its contribution to the amplitude of the Messinian unconformity. Similarly, the end-Messinian water-loading effects ought to be taken into consideration. In this context, it is of interest to note that during the (Late?) Messinian a marine connection was opened between the Black Sea and the Aegean via the Marmara Trough (Mart et al., 2004). However, this connection was interrupted during the early Pliocene (Görür et al., 2000) when open marine communications between the Mediterranean Basin and the Atlantic were re-opened, owing to breakdown of the Gibraltar arc (Ziegler, 1988).

<http://www.topo-europe.eu/3-the-natural-laboratory-concept/3-3-apennines-aegean-anatolian-region/3-3-5-marine-gateways>































