

CORSO DI PALETOLOGIA E ARCHEOLOGIA

"IL PROBLEMA GEOLOGICO DELLA PROVINCIA DI FORLÌ ALLA LUCE DEGLI
ULTIMI SVILUPPI DELLE SCIENZE DELLA TERRA "

Promessa

Per poter illustrare l'origine geologica della nostra Provincia e giungere poi ad individuare i luoghi ove é possibile rinvenire tracce della presenza dell'uomo preistorico é necessario chiarire ,in via preliminare ,alcune idee geologiche fondamentali vecchie e nuove ,che non sempre sono presenti anche ad un pubblico colto ,ma non specializzato.

La velocità dei fenomeni geologici

Il concetto che le grandi deformazioni della crosta terrestre sono conseguenza della somma di tanti piccoli eventi particolari, ripetutesi in tempi lunghissimi, si é fatta faticosamente strada nella mente dei primi geologi. Nella prima metà del XIX secolo ,tuttavia,esso era ormai maturo e Lyell ,nel suo famoso "Principles of Geology",poteva così enunciarlo:"Se il geologo interpreta una successione di avvenimenti in modo tale da scorgere secoli quando sono trascorsi millenni e millenni quando sono trascorsi milioni di anni ,non potrà esimersi dall'ammettere , come conseguenza delle proprie false premesse ,che si é verificata una rivoluzione completa nell'ordine dell'Universo.Se si ammette che la più grande piramide d'Egitto é sorta in un sol giorno ,sarà inevitabile attribuirne la costruzione a qualche forza sovrumana. Ugualmente ,se si ammette che il sollevamento di una catena di montagne si é verificato in un tempo assai minore di quello realmente occorso,si sarà naturalmente portati ad ammettere che un tempo i moti sotterranei erano infinitamente maggiori di quelli odierni.Essendo noto che un solo terremoto ha sollevato ,in media,la costa cilena di circa nove decimetri per un'estensione di centoottanta chilometri,si può calcolare che duemila choccs sismici saranno in grado di originare una catena montuosa lunga 180 Km e alta 1800 m . Se in un secolo non si verifica che una o due simili convulsioni ,ciò é esattamente conforme a quanto avviene nel Cile dai tempi più antichi , ma se tutte queste scosse si facessero sentire in uno stesso secolo l'intero paese ne risulterebbe spopolato e la sua superficie si presenterebbe come un confuso ammasso di rovine ,su cui a fatica potrebbe continuare a vivere solo un esiguo numero di piante e animali " .

Un simile esempio,benché estremamente suggestivo ,può dare una idea sbagliata della rapidità dei fenomeni geologici .Esistono infatti,terremoti,anche molto più recenti di quello citato,che hanno provocato degli effetti permanenti più gravi.Si possono citare,ad esempio, il catastrofico terremoto di S.Francisco in California del 1906,durante il quale sono avvenuti scorrimenti orizzontali del terreno anche di sei metri per una lunghezza di 435 Km ,e il pauroso terremoto dell'Alaska del 1956 dove nel terreno si é venuto a formare uno scalino anche superiore ad un metro.

Per i moti di abbassamento del terreno (subsidenza) esistono, ad esempio, i dati concernenti la valle padana. Le perforazioni per la ricerca di idrocarburi presso Ravenna hanno, infatti, mostrato che sedimenti, depositatisi costantemente in un ambiente poco profondo, hanno formato negli ultimi due milioni di anni una colonna dello spessore di oltre duemila metri. Questo indica che vi è stata una continua subsidenza del terreno, capace di compensare la sedimentazione e di mantenere costanti nel tempo le caratteristiche dell'ambiente. L'ordine di grandezza medio dello sprofondamento è quindi dell'ordine di grandezza di circa un millimetro all'anno. Attualmente lo sprofondamento del suolo nella zona è molto più veloce.

Per conoscere l'entità dei movimenti geologici parallelamente alla superficie del pianeta è opportuno prendere in esame i risultati dei più recenti studi sui fondi oceanici. Gli studi di geologia sottomarina hanno permesso di riconoscere che esiste un sistema di dorsali sottomarine mediooceaniche attorno a tutto il globo; che la crosta oceanica, più sottile di quella dei continenti, è formata nella parte superiore da basalto ricoperto da sedimenti frequentemente dello spessore di solo qualche centinaio di metri; che i fondi oceanici sono geologicamente giovani rispetto ai continenti, in quanto non risulta che in alcun punto abbiano un'antichità superiore a duecento milioni di anni, pari a circa un ventesimo di quella delle rocce continentali più antiche.

Dorsale medioatlantica

La dorsale medioatlantica è una delle meglio studiate e presenta particolarità spesso comuni alle altre dorsali. Le sue caratteristiche principali sono:

- è elevata più di tremila metri sul fondo oceanico, è lunga più di mille chilometri, ha una zona centrale con cime irregolari alte più di 1000 m, solcate da una stretta fossa con lo stesso andamento della dorsale;
- molti terremoti hanno l'ipocentro in corrispondenza della cresta di dorsale;
- il flusso di calore proveniente dall'interno del pianeta è particolarmente intenso in vicinanza della cresta medioatlantica;
- in corrispondenza della parte centrale della dorsale si ha una intensa attività vulcanica;
- le rocce in prossimità della cresta sono geologicamente piuttosto giovani, essendosi solidificate, a quanto risulta dalle datazioni basate sui metodi radioattivi, da appena un milione di anni;
- le isole vulcaniche dell'Atlantico, su ambedue i lati della dorsale risultano avere un'antichità circa proporzionale alla distanza dalla catena centrale;
- le rocce dei fondali mostrano magnetizzazioni residue altamente conformi e opposte al campo magnetico attuale via via che si allontanano dalla cresta medioatlantica e il loro andamento è quasi perfettamente simmetrico su ambedue i lati.

Alla luce di questi dati pare lecito ammettere che la crosta terrestre si sia lacerata in corrispondenza della cresta medioatlantica. Questi fatti fanno ammettere che la crosta oceanica si lacera continuamente in corrispondenza della dorsale e che

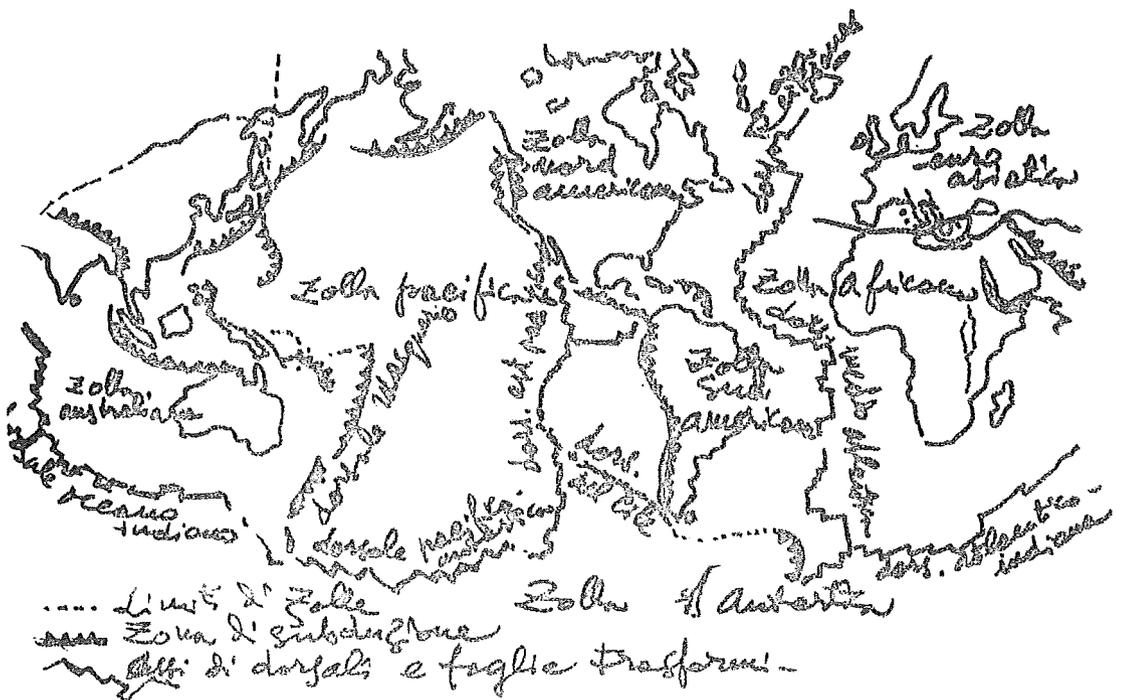
questo causa la risalita del magma basaltico. Il suo consolidamento genera nuova crosta oceanica, che lentamente (alla velocità di 2-6 centimetri all'anno) si sposta verso est e verso ovest.

Mentre la maggior parte degli scienziati oggi concorda nell'ammettere questo moto e considera relativamente recente l'origine dell'Oceano Atlantico, in seguito alla separazione dei margini del continente americano da quello euro-africano, non esistono ancora spiegazioni completamente soddisfacenti circa le sue cause. Secondo Wilson il mantello terrestre, rispetto ai movimenti lenti, si comporta come un fluido ed è soggetto a fenomeni di convezione, cioè alla propagazione del calore mediante lo spostamento di particelle materiali, come avviene nell'acqua che bolle in una pentola. In questo modo si formerebbero dei moti ascendenti e discendenti raccordati tra loro, in prossimità della superficie terrestre, da tratti orizzontali. Questi moti convettivi sarebbero in grado di trascinare la crosta terrestre come un nastro trasportatore. L'esistenza di due moti convettivi opposti spiegherebbe l'allontanamento dei due margini dell'Atlantico dalla dorsale.

La tettonica a zolle

Le più recenti ricerche hanno dimostrato, a giudizio della massima parte dei geologi, che la crosta terrestre è spezzata come accade ad un guscio di noce dopo essere stato leggermente schiacciato. Ogni frammento (zolla crostale) è quindi una porzione della calotta sferica formata dalla crosta terrestre. Mentre le parti interne di ogni zolla sono stabili, i loro margini sono contraddistinti da una intensa attività sismica, perché rappresentano profonde fratture della crosta terrestre.

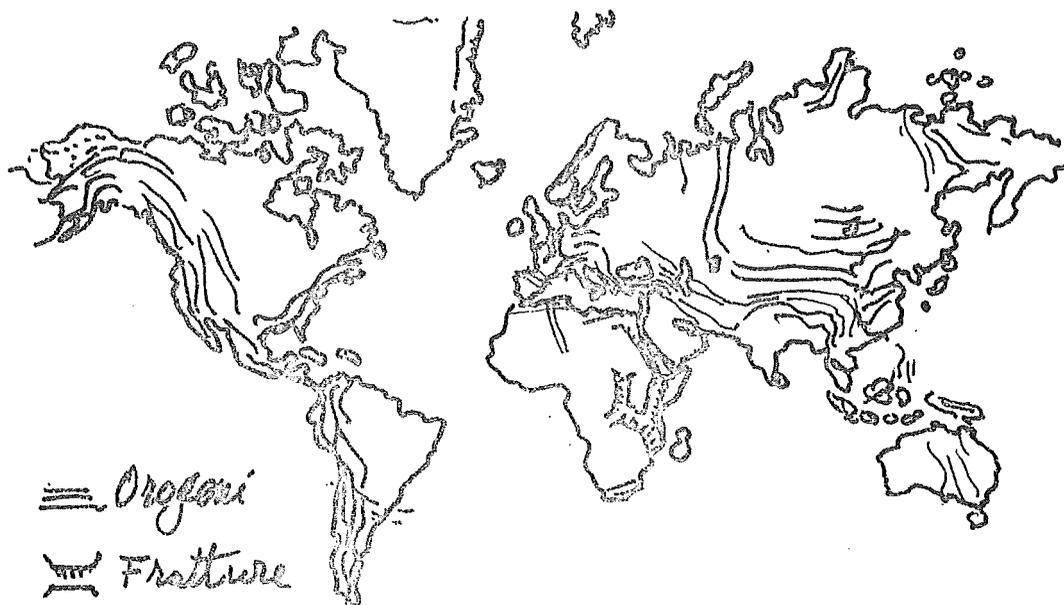
Le zolle, pur essendo a stretto contatto l'una con l'altra, sono di natura diversa; alcune sono in prevalenza granitiche e contengono i continenti, altre sono prevalentemente oceaniche e basaltiche. Le zolle possono muoversi l'una rispetto all'altra.



Quando due zolle si allontanano, il magma sale dalla profondità a riempire lo spazio vuoto. E' questo il caso citato della dorsale medioatlantica e delle altre dorsali mediooceaniche, dove vi è una costante produzione di crosta terrestre. Quando due zolle si avvicinano, invece, una di esse è costretta a sprofondare sotto l'altra. La zolla discendente provoca terremoti profondi, genera una fossa oceanica e la sua parte scesa a maggiore profondità fonde, dando luogo ad una intensa attività vulcanica. Margini di questo tipo si hanno, ad esempio, nel margine asiatico dell'Oceano Pacifico, dove la crosta oceanica, scendendo sotto la crosta continentale asiatica, origina le fosse del Giappone e delle Filippine e dà origine ai terremoti e ai vulcani locali. Vi sono dei margini lungo i quali si verifica solo lo scivolamento delle zolle l'una rispetto all'altra (faglie trasformi). Vi sono, infine, collisioni tra zolle continentali, che non possono sprofondare l'una rispetto all'altra a causa dell'identico peso specifico. La catena imalaiana, ad esempio, deve la propria origine alla collisione della zolla indiana contro la zolla asiatica, che ha ripiegato e affastellato le rocce e poi le ha spinte verso l'alto.

Geologia dei continenti

In relazione ai piegamenti i continenti possono essere distinti in aree a scudi e piattaforme e in aree a orogeni. Le aree a scudi e piattaforme rappresentano il nucleo dei continenti. Gli scudi, resi pianeggianti dai profondi processi erosivi subiti, sono formati da rocce antichissime, variamente corrugate e metamorfosate dalle vicissitudini geologiche. Gli scudi sono, in parte, coperti da potenti pacchi di rocce sedimentarie orizzontali o appena incurvate (piattaforme tabulari).



Un esempio di questa situazione è fornito dal notissimo Gran Cañon del Colorado, la cui incisione attraversa tutta la serie

di strati orizzontali e ,alla base,raggiunge le rocce dello ⁵
scudo intensamente corrugate e metamorfosate . Gli scudi si pre-
sentano attorno al mar Baltico (scudo baltico) ,in Siberia
(scudo siberiano) , in India (scudo indiano) ,in Canada(scu -
do canadese) , in Guayana (scudo guaianiano) , in Brasile(scu -
do brasiliano) ,in Africa(scudo africano) e in Australia(scu -
do australiano) . Tutti questi affioramenti sono affiancati o
circondati dai sedimenti delle piattaforme tabulari.

Le aree a orogeni riguardano fasce continentali allungate ,in -
tensamente corrugate e sollevate a costituire le attuali catene
montuose dal rilievo più o meno accentuato. Questi orogeni si
sono evoluti in zone caratteristiche della superficie terrestre
dette geosinclinali, che si formano,in genere,nei fondi marini
ai margini dei continenti e sono contraddistinte da un costante
abbassamento del fondo (subsidenza) . In queste aree si depo-
sitano potenti pile di sedimenti con intercalazioni di rocce
eruttive. Questi depositi spesso mostrano di essersi formati in
un ambiente a profondità costante o poco variata,perché il pro-
gressivo sprofondamento viene compensato dalle quantità di ma-
teriali sedimentati. I depositi che si formano nei geosinclina-
li possono raggiungere addirittura venti chilometri di spessore.
Questi sedimenti,sepolti sempre più profondamente e trascinati
verso il basso , subiscono intensi corrugamenti e,durante la
discesa,vengono a trovarsi in zone a temperatura sempre più e-
levata. Si trasformarono così in rocce metamorfiche e ,nella par-
te più profonda ,finiscono addirittura per fondere.Quando la
subsidenza si arresta e cessa l'inghiottimento delle rocce sia-
liche del mantello ,inizia il sollevamento isostatico della mas-
sa meno densa sprofondata. Durante l'ascesa possono verificarsi
ulteriori corrugamenti a causa delle spinte laterali. Si ha ,in-
fine ,l'emersione e l'innalzamento dell'intera massa orogenica,
nella quale un'intensa erosione scolpisce l'aspro e vario pae-
saggio montano.

Durante la storia della crosta terrestre ,che é stata paziente-
mente ricostruita studiando la successione delle varie rocce e
determinando la loro età con metodi basati sulla degradazione
degli elementi radioattivi,si sono verificati diversi cicli
orogenetici principali.

L'origine delle aree geosinclinali viene inquadrata nel moto di
avvicinamento di una zolla oceanica e di una continentale con
lo sprofondamento della prima sotto la seconda. La zolla in
sprofondamento ,arrivata alla profondità di settecento chilome-
tri,viene completamente assimilata dal mantello e non é più in
grado di dare origine a terremoti. In corrispondenza della zona
superficiale di contatto tra queste due zolle si viene a forma-
re una fossa oceanica(questa situazione ,come abbiamo visto,ca-
ratterizza gli archi insulari dell'Oceano Pacifico occidentale),
perché il movimento reciproco provoca un inghiottimento ,che é
appunto il presupposto della formazione geosinclinale. Quando
l'inghiottimento si arresta ,inizia il sollevamento isostatico
dei materiali accumulatisi nella fossa. La distribuzione degli
ipocentri alle varie profondità ,già illustrata ,é contempora-
neamente una prova e una conseguenza del moto di sprofondamen-
to della crosta oceanica al di sotto della zolla continentale.
Il moto di avvicinamento delle varie zolle ,infine,é la causa
delle compressioni laterali che tanta importanza assumono nei
fenomeni orogenetici e nel metamorfismo.

Il complesso delle prove geologiche attualmente disponibili, comprese quelle fornite dal paleomagnetismo, conferma che, circa duecento milioni di anni fa, esisteva il grande blocco continentale della Pangea, circondato dall'Oceano Tetide.



Lo smembramento di questo enorme blocco, che ha dato origine ai continenti attuali con i relativi sistemi montuosi dell'orogenesi alpina, ha determinato la scomparsa quasi totale della Tetide, il cui residuo oggi osservabile è rappresentato dal Mediterraneo.

La tettonica a zolle consente inoltre di inquadrare la situazione degli oceani attuali in base alla loro età e allo stadio di sviluppo raggiunto. Il grande sistema di faglie dal Mar Morto, Mar Rosso, Africa Orientale rappresenta un oceano allo stadio embrionale e giovanile. L'Atlantico è un oceano in piena maturità. Il Pacifico, a causa dei rilevanti fenomeni di subduzione che tendono a restringerlo, è un oceano in declino. Il Mediterraneo rappresenta un oceano in fase di chiusura. L'area di contatto, infine, tra l'Asia e la zolla indiana costituisce la cicatrice di un oceano estinto.

La teoria della tettonica a zolle ha consentito di rivalutare, dopo averla sostanzialmente modificata, la teoria della deriva dei continenti di Wegener, la quale presupponeva che il siat originariamente fosse riunito in un'unica massa rigida, galleggianti sul sima fluido e che i continenti si siano poi separati l'uno dall'altro, conservando nella forma dei margini la prova della antica unione. Secondo la tettonica a zolle il movimento non si sarebbe limitato ai soli continenti, ma l'intera crosta terrestre sarebbe in lento e continuo moto di trasformazione.

Il ciclo delle rocce

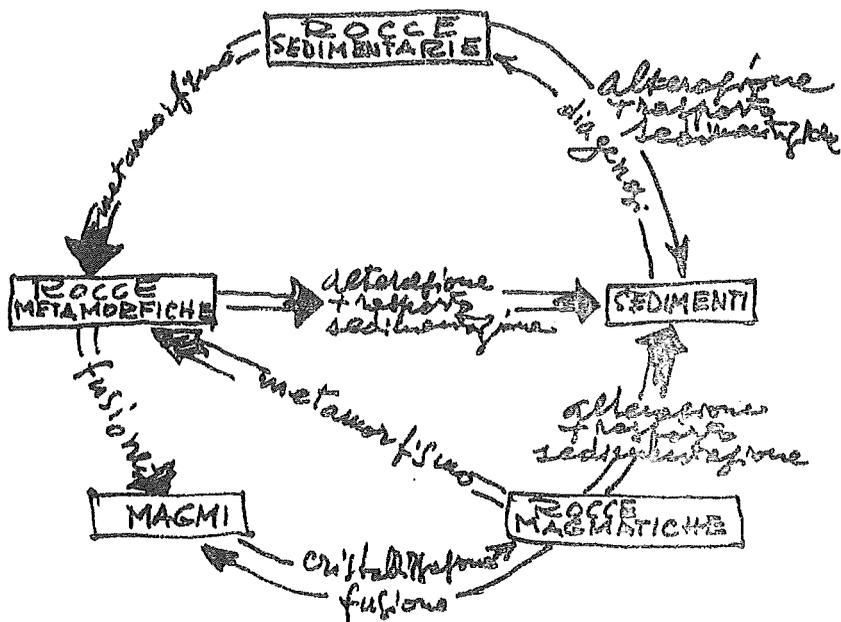
Le nuove concezioni sulla dinamica della crosta terrestre hanno portato anche una ulteriore prova del ciclo di trasformazione delle rocce nella crosta terrestre, che è formata, quasi esclusivamente, dai reticoli cristallini di un limitato numero di silicati e da qualche carbonato. Questi minerali, a loro volta, non sono mescolati tra loro arbitrariamente, ma sono raggruppati in associazioni formatesi mediante particolari e caratteristiche modalità (processi petrogenetici). In questo modo, in particolare, si originano le rocce, caratteristici accumuli di uno o più minerali distinti, ma intimamente associati o aggregati tra loro che in masse significative costituiscono la litosfera.

I principali processi petrogenetici sono:

- il processo magmatico, che determina la formazione delle rocce magmatiche (lave, graniti ecc.) mediante il raffreddamento di magmi, cioè di masse fuse naturali;
- il processo sedimentario, che origina le rocce sedimentarie (argille, arenarie ecc.) attraverso lo smantellamento di altre rocce preesistenti, il trasporto e l'accumulo dei detriti prodotti e il loro consolidamento finale;
- il processo metamorfico, che dà luogo alle rocce metamorfiche (scisti, filladi ecc.) entro la crosta terrestre, dove esistono elevate pressioni e temperature che provocano la ricristallizzazione dei minerali delle rocce senza farle attraversare uno stadio di fusione.

Nella crosta terrestre questi processi si attuano ininterrottamente, provocando una continua trasformazione dei minerali e delle rocce. Per questi processi sono disponibili energia, pressioni, temperature e tempo in quantità praticamente illimitate. Solo la lentezza con la quale, generalmente, si verificano questi fenomeni ha suggerito alla nostra mente l'illusoria e fallace idea di una sostanziale immutabilità delle rocce e della crosta terrestre.

Nella crosta terrestre predominano nettamente le rocce magmatiche e le rocce metamorfiche da esse derivate (95%). Le rocce sedimentarie e i loro derivati metamorfici raggiungono solo il 5%. Questo fatto non deve sorprendere, infatti le rocce sedimentarie si formano e sono molto diffuse solo sulla superficie del pianeta, mentre la vera massa della litosfera è costituita da rocce di origine magmatica.



Generalità

L'origine delle rocce affioranti nella Provincia di Forlì concerne le due ere geologiche più recenti : quella Terziaria e quella Quaternaria. I terreni affioranti sono, inoltre, tutti di origine sedimentaria e sono in massima parte autoctoni, ossia formati nell'area ove si trovano anche attualmente, pur nel limite delle dislocazioni determinate dalle spinte che ne hanno provocato il corrugamento e il sollevamento fino a dare origine all'attuale rilievo montano e collinare. Nei limitati affioramenti di rocce alloctone, venute cioè a sovrapporsi o ad intercalarsi ai terreni autoctoni locali in seguito a scorrimenti e franamenti, si possono però rinvenire anche limitati e discontinui lembi di formazioni geologiche appartenenti alla era Secondaria .

La formazione marnoso-arenacea

Le rocce autoctone più antiche presenti interessano il crinale appenninico dal M. Falco al Passo dei Fangacci . In questa zona affiorano , infatti, tre formazioni dell'Oligocene-Miocene inferiore : scaglia toscana , costituita da argilloscisti e marne grige, rosse e verdastre ; il macigno del Chianti , un'arenaria quarzoso-feldspatica alternata a siltiti ; il macigno del Mugello , formato da siltiti laminate e subordinatamente da arenarie quarzoso-feldspatiche e da marne .

Secondo la ricostruzione dell'ambiente paleogeografico di Signorini, nel Miocene si era già costituita in Toscana una terra emersa, la cui fascia costiera era nell'area attuale dei monti ad ovest del Tevere, del Casentino e del Mugello. In corrispondenza del nostro Appennino esisteva, invece, una profonda fossa allungata, in cui si veniva depositando la formazione marnoso-arenacea romagnola , che attualmente domina nell'alta collina e nella montagna forlivese tra le valli dei fiumi Lamone e Savio . Si tratta di un flysch, costituito da arenarie e da siltiti gradate quarzoso-feldspatiche alternate a marne siltose, depositatosi nell'intervallo di tempo intercorrente tra il Langhiano e il Messiniano basale. Nella serie stratigrafica della formazione marnoso-arenacea possono prendere il sopravvento ora le marne ora le arenarie fino a dar luogo, in casi limite, a rocce quasi completamente marnose oppure decisamente arenacee. Un passaggio laterale tra la formazione marnoso-arenacea romagnola e lo Sclier marchigiano é rappresentato dalle marne di Verghereto del Tortonianiano, presenti nel territorio montano tra Verghereto e S. Sofia e costituite da marne grige siltose talvolta ricche in sabbia e con esili intercalazioni arenacee.

Agli studi di Signorini e di Migliorini si deve il riconoscimento dell'ambiente di deposito e del meccanismo di sedimentazione della marnoso-arenacea. Signorini fece osservare come la grande estensione e la regolarità degli strati, la gradazione dei materiali terrigeni per separazione meccanica, la ciclici-

tà del fenomeno e la grande abbondanza di Globigerine ,tipici foraminiferi pelagici, siano tutte caratteristiche che indicano un deposito di mare profondo. Migliorini vide nella risedimentazione ad opera delle correnti torbide il fenomeno atto a spiegare la grande distanza dalla costa raggiunta dal materiale terrigeno e le caratteristiche del suo deposito. Il fenomeno consiste nel formarsi ,generalmente a spese di depositi subacquei imbevuti d'acqua e non ancora diagenizzati, di sospensioni torbide per il superamento dell'angolo limite di riposo dei materiali sull'orlo della piattaforma continentale , a causa di un eccesso di sedimentazione o dell'instabilità della zolla.

La torbida in ragione del suo peso specifico tende a disporsi sul fondo e, se questo è inclinato, si pone in moto secondo la sua pendenza. Il formarsi in seno alle "nubi torbide" di moti turbolenti e di correnti a diversa velocità ,quindi a diversa densità, facilita il mantenimento in sospensione e il trasporto a grandi distanze dei materiali. Il potere di trasporto si mantiene a lungo una volta raggiunto il fondo marino ,qui tuttavia la torbida si incanala e perde non solo ogni potere erosivo, ma anche quello di superare ostacoli anche di piccolo rilievo. Si stabiliscono infine le condizioni atte a consentire il deposito gradato dei materiali.

Le caratteristiche del sedimento sono quelle di un tipico deposito sinorogenetico. Si tratta cioè di sedimenti depositatisi contemporaneamente all'emersione marginale di catene montuose, da cui un'intensa erosione giovanile ha strappato la colossale quantità di materiali che ha dato origine a questa formazione. L'enorme spessore di un deposito come questo ,che presenta costantemente i caratteri di mare profondo ,viene spiegato ammettendo che l'area di deposito fosse subsidente, ammettendo cioè che l'innalzamento operato dall'accumulo dei materiali fosse compensato da un progressivo abbassamento del fondo marino, tale da consentire una sedimentazione con caratteristiche costanti.

Le "argille scagliose"

Uno dei più gravi e complessi problemi della geologia degli Appennini è posto dalle argille scagliose . Per quello che riguarda la zona in esame gli Autori più recenti sono convinti non solo della alloctonia delle argille scagliose ,ma anche del loro prodursi per colata gravitativa. Le modalità di questo fenomeno vanno ritrovate nella teoria delle "frane orogenetiche" per cui il formarsi durante l'orogenesi di piani inclinati ,sui quali riposano zolle ,di varia natura e consistenza, dal substrato plastico, ha dato luogo a colossali fenomeni di scivolamento e di franamento, la cui natura superficiale è testimoniata dal debole grado di metamorfismo puramente meccanico raggiunto dalle rocce.

Riprese di moto dei materiali, dovute al ripetersi nel tempo di condizioni analoghe ,hanno generato la completa caoticità delle argille scagliose .Solo gli esotici dalla litologia particolarmente consistente hanno potuto mantenere la propria individualità durante questi avvenimenti ,risentendo variamente gli effetti del moto a seconda delle dimensioni. I minori

sono stati completamente caoticizzati e dispersi, i medi sono stati più o meno fortemente ripiegati e fratturati, i maggiori, date le dimensioni, hanno risentito meno dello scivolamento, che dell'andamento e delle vicissitudini del substrato .

La potenza della formazione marnoso-arenacea é superiore a 5300 metri e il suo piegamento sembra essersi iniziato già alla fine del Tortoniano. In concomitanza con questo fenomeno sono maturate in Toscana le condizioni che hanno dato luogo alle frane orogenetiche ,alle quali si deve ,tra l'altro l'arrivo della coltre gravitativa affiorante immediatamente a nord di Verghereto. Infatti il sollevamento delle parti più interne dello Appennino aveva originato " il pendio necessario e sufficiente per il realizzarsi della colata. Poi, l'onda orogenetica, che già aveva sollevato le parti più interne dell'Appennino , si propaga verso l'esterno , e allora anche la zona di accumulo delle argille scagliose si corruga , implicando nel suo corrugamento anche la coltre alloctona; fino alla fine del Messiniano " Si ebbe così un primo fondamentale sollevamento nell'Appennino forlivese e un primo nucleo del territorio fu esposto alla erosione .

La coltre gravitativa ,posta a nord di Verghereto , si estende come una fascia dal monte Fumaiolo verso S. Sofia. Si tratta del più antico alloctono presente nell'Appennino forlivese. In esso figurano le "argille scagliose" ,un complesso caotico eterogeneo prevalentemente argilloso con inglobati frammenti litologici di varia natura e con sovrapposti e inclusi lembi, anche di grandi dimensioni ,di varie formazioni geologiche, come la pietraforte del Cretaceo superiore, costituita da arenarie quarzoso-calcaree e argilloscisti; l'unità di Sillano del Cretaceo superiore-Eocene, formata da calcari marnosi grigi o verdastri, marne e calcareniti, arenarie calcaree e argilloscisti; l'alberese dell'Eocene inferiore, costituito da calcari marnosi e calcari bianchi e grigi con marnoscisti e argilloscisti ; le arenarie, calcari e brecciole di monte Senario del Paleogene , formate da arenarie quarzoso-feldspatiche grossolane , calcareniti e argilloscisti; la formazione di Poggio Carnaio dell'Oligocene superiore , una alternanza di arenarie quarzoso-feldspatiche e marne; la formazione di S. Marino del Miocene inferiore , un calcare a briozoi massiccio o stratificato.

Le formazioni geologiche più recenti

A nord-est dell'allineamento Dovadola-Cusercoli-Mercato Saraceno e ad est di Sarsina affiorano rocce del Messiniano. Si tratta ,in particolare, della formazione dei ghioli di letto del Messiniano inferiore , costituita da marne argillose grigiastre a volte sabbiose e con intercalazioni di strati molassici ; della formazione gessoso solfifera del Messiniano medio col gesso generalmente microcristallino in strati sottili con intercalazioni marnoso argillose o sabbiose , con calcare solfifero e con marne tripolacee e tripoli basali; della formazione di tetto e della formazione a colombacci del Messiniano medio e superiore , formato da argille marnose e marne argillose con intercalazioni di grossi banchi arenacei e conglomeratici e di livelli di calcare evaporitico. I sedimenti ghiaiosi e

sabbiosi della formazione di tetto nei pressi di Cusercoli (Valle del Bidante), rappresentano depositi deltizi o litoranei dovuti al trasporto fluviale di materiali strappati dalla erosione idrica alla parte emersa dall'Appennino forlivese.

I gessi e i calcari evaporitici si sono depositati in condizioni del tutto particolari, cioè ai bordi di un mare pressoché chiuso, soggetto ad una forte evaporazione e, quindi, sovrassalato. L'elevata salinità delle acque da cui precipitavano i sedimenti evaporitici hanno inibito quasi completamente lo sviluppo della fauna marina. "Questo impoverimento, talora fino allo scomparire della fauna marina, è stato determinato da un grande aumento di salsedine nel Mediterraneo occidentale e meridionale a causa delle imperfette comunicazioni con l'Oceano, che portò alla sedimentazione evaporitica". Vi furono anche episodi salmastri, più o meno localizzati, corrispondenti a periodi di diluizione delle acque marine.

"Sebbene il Miocene sommitale sia in facies limnica ed il Pliocene basale in facies schiettamente marina, la continuità di sedimentazione fra i due è assoluta e si spiega ammettendo (come già ritenuto da vari Autori in passato) che alla fine del Miocene anche il Mediterraneo occidentale, come quello orientale, si fosse gradatamente ridotto ad un grande mare-lago". Nel Pliocene inferiore si è verificata una tranquilla deposizione di sedimenti marini inizialmente di facies profonda (marne bianche, flysch, marne argillose azzurre), ma successivamente di profondità sempre inferiore, finché alla sommità è rappresentato da sabbie costiere a stratificazione incrociata. Durante il Pliocene inferiore si è ripetuto un fenomeno simile a quello verificatosi alla fine del Tortoniano: la parte interna dell'Appennino si è sollevata, provocando un rinnovato movimento delle argille scagliose e degli esotici connessi. Le nuove coltri gravitative si sono estese fino all'attuale fascia pedecollinare, sono rimaste intercalate nella serie del Pliocene inferiore ed hanno poi seguito le vicissitudini del substrato, quando è stato, a sua volta assoggettato al sollevamento alla fine del Pliocene inferiore.

La seconda area di affioramento di terreni alloctoni si trova tra Sarsina, Mercato Saraceno, Sogliano, Verucchio e il limite della provincia di Forlì verso Val Marecchia. In essa si presenta nuovamente il complesso caotico delle "argille scagliose", accompagnato in parte da lembi di alcune deformazioni citate nel caso della coltre gravitativa precedente e in parte da nuove formazioni, come le argille di Montebello del Serravalliano-Tortoniano; la formazione di Acquaviva del Tortoniano superiore, costituita da conglomerati e molasse; le argille di Casa i Gessi del Messiniano inferiore; i gessi micro e macrocristallini, anche in grossi banchi, del Messiniano e le argille sabbiose grige e molasse del Pliocene inferiore.

In seguito all'orogenesi della fine del Pliocene inferiore "la catena appenninica emerse largamente dalle acque, occupando gran parte dell'attuale pianura padana ed assumendo una estensione quale non ha mai più raggiunto. Il collasso orogenetico successivo portò il mare a riguadagnare gran parte del terreno perduto, specialmente in quella che è l'attuale regione collinare ad ovest del Savio, dove l'ambiente marino persisté fino

ad una certa data del Pleistocene ". Alla base di questa trasgressione si trova il calcare organogeno (Spungone) del Pliocene medio, che affiora lungo una linea che passa da Castrocaro, Fiumana, Rocca delle Caminate, Meldola, S. Palareto, Bertinoro e Capocolle. Al di sopra di questo calcare è ripresa la sedimentazione di rocce argillose, che verso l'alto divengono molto sabbiose, protrattasi fino al Pleistocene medio. La chiusura di questo ciclo sedimentario non è evidente in quanto è stata troncata dall'erosione, in una fase di sollevamento, alla quale ha fatto seguito un ultimo ingresso nel mare, testimoniato dalle sabbie gialle presenti ai piedi della collina. "Da allora le colline ad ovest del Savio furono animate da un abbastanza energico sollevamento, mentre il contrario accadeva di quell'ad Est. E così nelle prime abbiamo il Quaternario marino affiorante, una morfologia particolarmente giovanile ed una gradinata di terrazzi fluviali particolarmente evidente, mentre nelle seconde osserviamo una morfologia più matura, valli sovralluvionate e, specialmente nella estrema parte marginale, tutti gli indizi di una sensibile subsidenza ".

La morfologia della montagna e della collina forlivese reca, infine, l'impronta dell'erosione idrica sviluppatasi durante l'ultima parte dell'era quaternaria. Le uniche forme di sedimentazione sono rappresentate dalle alluvioni distribuite nelle zone collinari e montane, a fianco del corso attuale dei fiumi in almeno cinque ordini di terreni. Si tratta, in particolare, di "ripiani, posti ad altezze diverse ai lati dei corsi d'acqua attuali, che rappresentano porzioni di altrettanti antichi letti del fiume, il quale, nel corso del tempo ha, a varie riprese, approfondito e ristretto il suo alveo iniziale ". Dal punto di vista evolutivo questi terrazzi possono essere stati intaccati da frane marginali, conseguenti allo scalzamento fluviale, oppure possono essere stati ricoperti da smottamenti. In generale sono però ben evidenti e conservano il caratteristico andamento quasi pianeggiante. Le alluvioni terrazzate si raccordano con i sedimenti della pianura ove una prolungata sedimentazione alluvionale e i depositi litoranei sabbiosi del Pleistocene superiore-Olocene hanno finito col conferire al territorio il suo aspetto attuale. Anche le ultime tracce delle paludi costiere, ancora rilevanti in età romana, sono sparite con le bonifiche compiute alla fine del XIX secolo.

DOVE E' PIU' PROBABILE SIANO CONSERVATE LE TRACCE
DELL'ATTIVITA' DEI PALEOLITICI?

Premessa

Non vi sono ragioni geologiche per escludere la presenza di uomini del paleolitico nel territorio della provincia di Forlì. Tuttavia i reperti noti in proposito sono ancora assai scarsi e di discussa attribuzione. Per comprendere questa rarità delle scoperte bisogna tener conto soprattutto sia della scarsità dei ricercatori, sia dei fenomeni geologici che hanno contribuito a cancellare le tracce della presenza dei paleolitici in gran parte della superficie in esame. Poiché gli appassionati di queste ricerche sono pochi, è opportuno che indirizzino la loro attività soprattutto nelle aree ove è più probabile siano rimaste le tracce della presenza e della attività di questa antica e suggestiva umanità. Da un esame della situazione geologica della provincia di Forlì durante l'era Quaternaria e soprattutto durante la sua parte più recente possono scaturire utili indicazioni di massima sulle aree più indiziate.

L'era Quaternaria

L'era Quaternaria, ultima della storia della terra, viene suddivisa in due periodi: Pleistocene e Olocene. Fino a qualche anno fa l'inizio di quest'era veniva unanimemente fatto coincidere col notevole abbassamento della temperatura rispetto al periodo precedente (Pliocene), che diede origine sui continenti a estese glaciazioni fino alle regioni temperate. Si riteneva inoltre che la durata dell'era quaternaria fosse di un milione di anni. Attualmente, invece, in base alle più recenti datazioni con i metodi radioattivi, l'inizio di quest'era viene anticipato a circa due milioni di anni. Alcuni autori stranieri ritengono poi che appartenga all'era quaternaria anche una "fase calda", precedente alle glaciazioni, per cui il Quaternario perderebbe la sua netta caratterizzazione di era contraddistinta dalle forti oscillazioni climatiche che hanno causato i fenomeni glaciali.

I principali periodi glaciali accertati sono quattro. Sono stati intervallati da periodi interglaciali, in cui le condizioni climatiche erano simili alle attuali o più calde. Nell'ambito di questi fenomeni si ebbero inoltre molte oscillazioni minori della temperatura, che hanno determinato variazioni minori nell'estensione dei ghiacciai continentali.

L'abbassamento iniziale della temperatura e le sue successive modifiche durante l'era quaternaria ha provocato la scomparsa di numerose specie animali, o la modifica del loro habitat, e la comparsa di nuove forme viventi. Durante quest'era, inoltre, l'uomo si è affermato sul nostro pianeta.

Durante l'era quaternaria vengono, infine, modellati gli ultimi lineamenti morfologici della nostra provincia. Non tutto è chiaro circa la situazione locale durante quest'era. Molti, ad esempio, sono i problemi aperti circa le conseguenze locali dei successivi abbassamenti e innalzamenti del livello marino determinati dall'accumulo dei ghiacciai sui continenti durante i periodi glaciali e dalla fusione dei ghiacci nei periodi interglaciali. Sappiamo che durante il Pleistocene si sono formati sedimenti argillosi marini, come quelli affioranti tra Castrocaro e Ladi-

no ,seguiti successivamente da depositi di spiaggia o deltizi a ridosso delle alluvioni della pianura . Nelle terre emerse , che attualmente costituiscono la collina e la montagna ,l'erosione era intensa ed ha cancellato quasi del tutto l'impronta eventualmente lasciata dai piccoli chiacciati presenti sulle maggiori sommità appenniniche. Solo i terrazzamenti alluvionali più alti ,che fiancheggiano gli attuali corsi d'acqua ,sono costituiti da depositi alluvionali pleistocenici. Le alluvioni più o meno recenti della pianura coprono ,infine, e nascondono alla vista i sedimenti marini o continentali che hanno dato origine alla pianura.

L'ultimo periodo glaciale (glaciazione wurmiana)é terminato circa 10-15.000 anni fa . Da questo momento in poi ha inizio il periodo olocenico . Al culmine della glaciazione wurmiana il livello marino si era ridotto sulla superficie del pianeta di almeno un centinaio di metri a causa dell'accumulo di potenti coltri di ghiaccio sulle aree continentali. Basta osservare la carta batimetrica dell'Alto Adriatico per accorgersi che in tale situazione ,ferme restando le altre condizioni geologiche,gran parte del bacino settentrionale di questo mare doveva essere emersa. Il livello marino é progressivamente salito in conseguenza del miglioramento climatico . Questo fatto ha determinato l'arretramento delle linee di costa ,a causa del progredire del mare sulle terre emerse,indicato col nome di trasgressione fiandriana. Nell'Alto Adriatico i flutti hanno progressivamente coperto l'ampia pianura alluvionale interposta tra l'Italia e la Jugoslavia e sono avanzati anche oltre la linea di costa attuale . Il massimo limite raggiunto dal mare circa cinquemila anni fa é rappresentato dalla scarpata (falesia morta) ancora bene evidente nel tratto costiero tra Bellaria e Cattolica . Nei tempi successivi il mare é giunto a lambirla più volte . Solo nell'ultimo millennio si é allontanato nuovamente da essa e la spiaggia lungo la costa ha assunto la configurazione attuale .

Un forte accumulo di materiali/trasportati dai corsi d'acqua ha, infine, sovralluvionato vaste aree della pianura . Per farsi un'idea dell'importanza di questo fenomeno basta un esempio. Nella zona di Selbagnone presso Forlimpopoli una cava ha posto in evidenza ghiaie,tra i cui ciottoli figurano frammenti di terracotta romana arrotondati dal trasporto fluviale .

Tutti i fenomeni esposti hanno certamente modificato la situazione della provincia ed hanno distrutto in gran parte del territorio le tracce della presenza dell'uomo paleolitico .

Situazione attuale

Per indirizzare meglio le ricerche é necessario esaminare la situazione morfologica e di erosione del suolo presente nel territorio della provincia di Forlì . Dal punto di vista morfologico vi si possono distinguere :la morfologia della montagna e della collina marnoso-arenacea ,la morfologia della collina argillosa ,la morfologia della collina e della montagna molassica,la morfologia delle aree interessate dalle coltri gravitative, la morfologia delle aree caratterizzate dalle alluvioni terrazzate e la morfologia delle aree occupate dalle alluvioni della pianura .

Dove domina la formazione marnoso-arenacea l'andamento frequentemente suborizzontale degli strati tende a determinare una mor-

fologia caratterizzata da forme di tipo piramidale, date da una successione di gradini, in cui i più resistenti strati arenacei sporgono rispetto allo strato marnoso sottostante, arretrato dalla erosione. L'evoluzione del pendio procede mediante tanti piccoli crolli, indotti nell'arenaria dall'eccessivo svuotamento prodottosi negli strati marnosi inferiori. Una moltitudine di torrentelli tortuosi rende il rilievo ancor più accidentato sia sviluppando una forte erosione in profondità, sia provocando lo scalzamento di interi pacchi di strati, che franano lasciando ripide superfici di distacco. Dove l'andamento degli strati è a franapoggio il rilievo spesso si raccorda dolcemente al fondo valle. Questo andamento morfologico è conseguenza del formarsi di piani di scorrimento in seguito all'approfondirsi delle incisioni operate dai corsi d'acqua. Lungo questi piani scivolano le rocce sovrastanti, che, asportate dalle acque torrentizie, lasciano dietro di sé superfici a piano inclinato. Dove la pendice è a reggipoggio l'acclività tende a mantenersi forte o molto forte. Fenomeni franosi anche rilevanti sono presenti, infine, ove la roccia, profondamente tettonizzata e frastagliata, è incisa dai corsi d'acqua.

Quando nella formazione marnoso-arenacea si riduce notevolmente, o addirittura sparisce, l'interstrato arenaceo, si sviluppa una morfologia, che in casi limite presenta aspetti calancoidi. I sistemi di vallecole modellano i versanti convergendo verso l'alto, mentre gli speroni tra le incisioni sono in generale ammorbiditi, arrotondati e poco erti. Dove gli straterelli arenacei compaiono con qualche frequenza, la struttura calancoidale viene interrotta da brevi tratti piani, oltre i quali riprende ammorbidita, conferendo al rilievo un andamento a gradoni. Questo naturalmente dove gli strati sono suborizzontali.

Dove affiorano le formazioni argillose o marnose la morfologia presenta un andamento dolce. L'evoluzione del rilievo si sviluppa attraverso una intensa erosione di superficie, mediante smottamenti generalmente poco profondi e con la formazione di calanchi. Questi ultimi, presenti con grande frequenza nella collina pliocenica, sono " sistemi di vallecole relativamente ripide e profonde, disposte per lo più a ventaglio o ad anfiteatro (ad incisioni singole separate l'una dall'altra da speroni sottili, più o meno a lama di coltello), che incidono i pendii nettamente argillosi delle colline plioceniche subappenniniche ". Negli affioramenti argillosi del Miocene superiore sono presenti in genere forme calancoidi meno tipiche.

Nella collina argillosa forlivese l'affioramento, quasi a ridosso della pianura, di una potente formazione calcarea dà luogo ad un accentuarsi del rilievo, come accade a Castrocara, alla Rocca delle Caminate, a M. Palareto, a Monte Casale, a Bertinoro e a Montemaggio.

La collina e la montagna molassica si differenziano da quelle argillose per un rilievo più forte, in cui si notano incisioni più profonde da parte dei torrentelli, e per più ripide pendici. Nell'evoluzione del rilievo, ha scarsa importanza il contributo degli smottamenti, mentre hanno grande efficacia l'ero-

sione superficiale, conseguenza del disboscamento, e l'incisione torrentizia. I fenomeni franosi sono in genere limitati e sono simili a quelli presenti nelle aree interessate dalla formazione marnoso-arenacea.

Nelle aree ove affiorano le coltri gravitative la morfologia è particolarmente varia e accidentata. Dove sono diffusi gli affioramenti delle rocce argillose tendono ad instaurarsi modesti pendii; dove, invece, dominano i grandi esotici (calcarei, molassici o costituiti da alternanze di arenarie e marne), le forme sono varie e caratteristiche.

L'evoluzione del rilievo nelle " argille scagliose" porta a superfici disseminate di frammenti litologici, in cui il mantello erboso è rotto ed avvallato da tanti piccoli stacchi più o meno arcuati, con cui la pendice si raccorda, mediante una successione di smottamenti, a piccoli torrentelli temporanei. L'approfondirsi delle incisioni instaura inoltre rozze forme calancoidi, la cui evoluzione è spesso assai rapida a causa dei continui smottamenti.

Nei vari esotici l'evoluzione del rilievo è condizionata dalla disposizione e dalla natura delle rocce. L'erosione differenziale asporta facilmente la matrice argillosa ed isola i lembi più resistenti di altre formazioni, facendo assumere al rilievo un caratteristico andamento a pianori, dai quali si elevano improvvisamente masse tubolari, come quella del monte Fumaiolo; a dorso di cetaceo, come quella del monte Conero; oppure picchi e guglie con pendii ripidi e scoscesi. Negli esotici poggianti sulla massa argillosa lo scalzamento al piede apre la via a franosità marginali, che condizionano nettamente la morfologia.

Le alluvioni terrazzate sono distribuite nelle zone collinari e montane a fianco dei corsi d'acqua attuali. Sono generalmente ben evidenti, perché conservano il caratteristico andamento quasi pianeggiante e perché sono separate l'una dall'altra da bruschi dislivelli con un andamento lineare. I terrazzi più alti sono frequentemente molto erosi e parzialmente ricoperti dal detrito di falda. Tutta la loro successione è spesso incisa perpendicolarmente dai fossi e torrentelli, che si raccordano al corso d'acqua principale nel fondovalle.

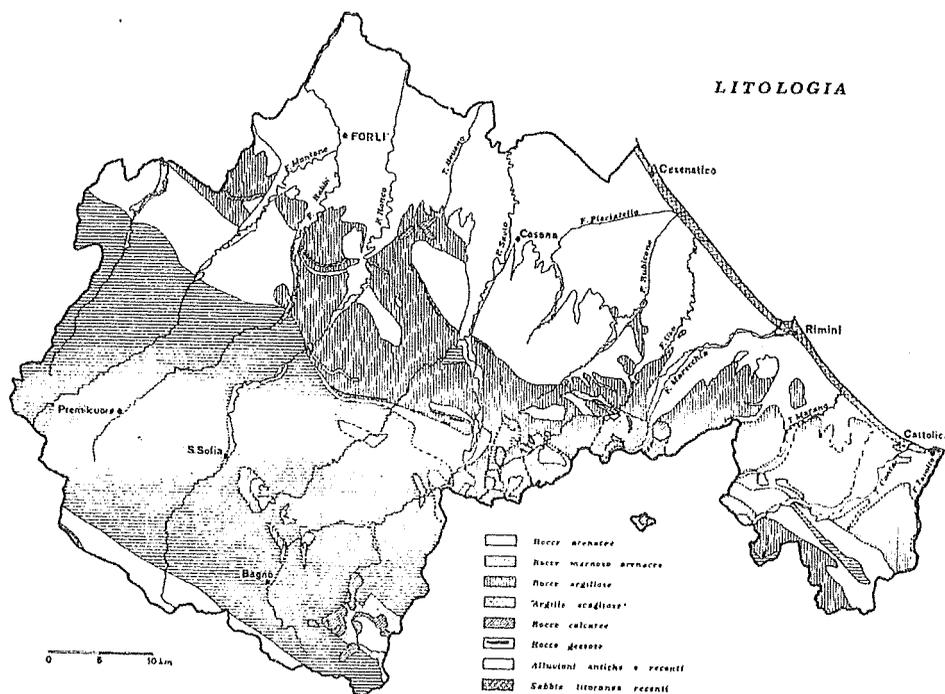
Nelle alluvioni della pianura, che si estendono dal piede della collina al mare, si possono infine distinguere: gli antichi conoidi fluviali, su cui si è impiantata la centuriazione romana; la zona della bonifica recente, prossima alla costa; la fascia litoranea dove i materiali alluvionali sono elaborati e distribuiti dall'azione del mare.

Dal punto di vista geomorfologico la Provincia di Forlì è dunque caratterizzata da una pianura alluvionale, da una bassa collina prevalentemente argillosa o molassica, da una alta collina e montagna marnoso-arenacea. Sottili nastri di alluvioni risalgono le sue vallate. Una anomalia morfologica è rappresentata dai terreni accidentati ove si presentano gli alloctoni.

Accanto all'erosione normale, che ha conferito al paesaggio il suo tipico aspetto, ha operato intensamente l'erosione accelerata, determinata dal disboscamento e dalle coltivazioni, che ha prodotto recentemente gravi danni in vaste aree del territorio

in esame .

I suoli con erosione normale sono suoli coltivati pianeggianti con fenomeni di erosione limitati al normale ricambio del suolo , i suoli con erosione debole sono suoli in condizioni naturali con una limitata erosione superficiale dell'orizzonte A oppure suoli coltivati ove le lavorazioni interessano l'orizzonte A residuo ed eventualmente gli orizzonti differenziati sottostanti, i suoli con erosione moderata sono suoli naturali con l'orizzonte A profondamente eroso oppure suoli coltivati ove le lavorazioni interessano l'orizzonte A residuo e gli orizzonti sottostanti , i suoli con erosione forte sono suoli naturali con asportazione più o meno completa dell'orizzonte A oppure suoli coltivati ove le lavorazioni intaccano i substrati pedogenetici , i suoli con erosione fortissima sono affioramenti di rocce nude poco alterate con lembi di suoli residui .



L'erosione normale o debole del suolo é diffusa soprattutto nella pianura ,nelle alluvioni terrazzate ,nelle aree ove ancora domina il bosco d'alto fusto ,nelle zone in cui l'andamento e le caratteristiche della superficie hanno consentito la conservazione del suolo .

I suoli con erosione moderata o forte si presentano nella maggior parte delle aree collinari e montane . Prevale,quasi ovunque ,l'erosione forte; mostrano ,tuttavia,situazioni di erosione moderata soprattutto le aree con i boschi cedui meno degradati e ,a volte ,anche i suoli coltivati in dolce pendio.

L'erosione fortissima domina particolarmente nell'alta collina e montagna,specie nelle aree caratterizzate dalla presenza della formazione marnoso-arenacea, ove il disboscamento di forti pendii e le colture in pendici assai acclivi hanno aperto la strada a questi gravissimi fenomeni .

Zone promettenti

Nella maggior parte della collina e montagna argillosa, molassica e marnoso-arenacea l'erosione ha operato durante l'Olocene in misura tale da cancellare le tracce della presenza dell'uomo paleolitico. Solo in limitate aree, specie dell'alto Appennino, ove si sono conservate le foreste e ove i suoli hanno continuato ad evolvere in zone poco acclivi e protette, è possibile siano rimaste tracce del paleolitico. Si tratta, in particolare, di certe parti della foresta di Campigna e di limitati tratti delle sommità più alte. Altrove l'erosione normale e accelerata ha operato così profondamente da fare sparire quasi ovunque i suoli originali e gli oggetti in essi eventualmente contenuti. In queste zone vi è perciò poca speranza di scoprire qualcosa di più di qualche sporadico manufatto più o meno rimaneggiato. Non risulta, inoltre, che vi siano in queste aree caverne o rifugi profondi e solidi che abbiano potuto sopravvivere alla erosione olocenica.

Le alluvioni della pianura, come è già stato detto, coprono quasi ovunque con i propri sedimenti le superfici presumibilmente percorse in passato da paleolitici. Solo qualche tratto può essere rimasto scoperto nelle aree pedecollinari in corrispondenza delle dorsali interposte tra i conoidi, ma è certamente difficile individuarlo e riconoscerlo. Uno studio basato sulle foto aeree potrebbe essere di grande aiuto in proposito. L'ideale sarebbe possedere una serie di fotogrammi a colori ripresa in autunno successivamente alle arature.

Le alluvioni terrazzate più antiche possono essere invece assai interessanti. I manufatti paleolitici potrebbero essere sia entro le sabbie e ghiaie che le costituiscono, sia nei suoli argillosi che le sovrastano. Nelle ghiaie potrebbero essere presenti anche oggetti fluitati, asportati dall'erosione di superfici collinari e montane, come manufatti più antichi. Materiali di questo tipo possono anche essere presenti, ma in modo sporadico, anche nelle alluvioni ghiaiose più o meno recenti delle aree pedecollinari.

Al margine del rilievo collinare a ridosso delle alluvioni della pianura, nella zona tra Monte Poggiolo e il faentino, figurano sedimenti di spiaggia sabbiosi e depositi di tipo deltizio, che possono contenere manufatti fluitati del paleolitico più antico. Questi depositi sono coperti, a loro volta, da terrazzi alluvionali spesso molto erosi, ma a tratti ben conservati che in generale possono presentare reperti del paleolitico meno antico.

Nelle aree, infine, interessate dalle coltri gravitative le speranze di scoperte sono assai scarse data la franosità e l'erodibilità della roccia. Solo sulla sommità più o meno pianeggiante o poco erosa degli esotici calcarei ed arenacei, come il gruppo del M. Fumaiolo, vi sono speranze di rinvenire manufatti paleolitici. Queste aree sono state però occupate spesso successivamente dall'uomo, si pensi ad esempio agli insediamenti preistorici e successivi di Verucchio, e le tracce più antiche possono facilmente essere disperse o essere sepolte profondamente nel terreno. Caverne o rifugi eventualmente presenti attorno agli esotici sono certamente andati distrutti in seguito alla franosità marginale che, come è stato già detto, li ha tanto a lungo colpiti. In queste zone è comunque opportuno osservare i suoli più profondi ove sono intaccati dalla natura o dall'uomo. Queste indicazioni di massima non vogliono escludere altre possibilità di rinvenimento nel territorio in esame. Basta, infatti, una limitata situazione locale favorevole per fornire a volte risultati quanto mai lusinghieri. Le scoperte di questo tipo, però, rientrano normalmente nei casi fortunati e quasi sempre imprevedibili. Una ricerca sistematica va invece indirizzata ove è ragionevole attendersi maggiori probabilità di successo.

INDICE

ANTONIAZZI~	IL PROBLEMA DELLA PROVINCIA DI FORLI' ALLA LUCE DEGLI ULTIMI SVILUPPI DELLE SCIENZE DELLA TERRA pag. 1	
	- LINEAMENTI GEOLOGICI DELLA PROVINCIA DI FORLI' "	8
	- DOVE E' PIU' PROBABILE SIANO CONSERVATE LE TRACCE DELL'ATTIVITA' DEI PALEOLITICI"	13
BAGOLINI	- COLONIZZAZIONE POSTGLACIALE DELLA VALLE PADANA ."	19
	- COLONIZZAZIONE POSTGLACIALE... (II PARTE) . . . "	24
	- COLONIZZAZIONE POSTGLACIALE... (III PARTE) . . "	32
RICCA	- UN MOSAICO ROMANO CON IMMAGINI DI NAVI SCOPERTO A RIMINI"	42
PROLI	- TECNICA DELLA SCHEGGIATURA LITICA "	47
	- MANUFATTI LITICI "	51

