Zeitschrift: Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Herausgeber: Società ticinese di scienze naturali
Band: 38 (1943)

Artikel: Ultime vicende geologiche nel bacino del Ceresio
Autor: Casasopra, Secondo
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-1003612

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Dr. SECONDO CASASOPRA

Ultime vicende geologiche nel bacino del Ceresio

Lo studio delle condizioni geologiche di alcuni punti notevoli delle rive del Ceresio, suffragato da buon numero di assaggi di accertamento, ci offerse negli ultimi anni occasioni favorevoli per raccogliere dati ed esperienze intorno alla natura dell'immediato sottosuolo ripario. Coordinando e comparando i risultati che derivano dalle situazioni locali raggiungemmo alcune indicazioni evolutive sulle più recenti fasi di stabilizzazione del lago. Di ciò diamo qui una succinta esposizione cercando di stabilire in pari tempo il collegamento con i capisaldi della conformazione definitiva, elaborati in precedenti esami di dettaglio (1, 2, 3, 4, 24) [1]), onde risalire poi alle ultime vicende geologiche che avendo lasciato più vistose impronte meritano maggior rilievo — almeno per ora, allo stato delle cognizioni attuali.

I LE OSSERVAZIONI LOCALI

I tratti di riva sottoposti a più accurata analisi fanno parte di abitati comunali o di margini a questi adiacenti, la cui scelta punto arbitraria è dovuta a motivi occasionali ed

---

[1]) Siamo particolarmente grati al lod. Dipartimento delle Pubbliche Costruzioni e ai lodevoli Municipii della Città di Lugano e dei Comuni di Paradiso e Brusino-Arsizio per la cortesia e la generosità con cui vollero acconsentire alla pubblicazione di alcuni dati estratti da rapporti consultivi e tecnici, favorendo in tal guisa l'esattezza di questo scritto. Avvertiamo nondimeno che per non aggravare inutilmente l'apparato documentario e mantenere il dovuto ossequio alla discrezione professionale di quanti collaborarono ai vari rilievi tecnici, rinunciamo volontariamente a citare le fonti non pubblicate. Parimente sarebbe stato nostro desiderio corredare il testo di più numerose illustrazioni, ma anche qui ci limitiamo notevolmente in conformità alle vigenti prescrizioni sulle zone confinarie.

estranei a una indagine sistematica del problema, donde il carattere frammentario di queste annotazioni. Venne così studiata la zona del golfo luganese ed alcuni punti dei rimanenti bacini del lago.

Ovunque figurano come elementi di sottosuolo due unità ben distinte : lo zoccolo autoctono o roccia in posto e la coltre detritico-sedimentaria. Il primo è dato principalmente dal Cristallino antico delle Alpi Meridionali nella tipica formazione della Zona del Ceresio (7); il secondo è rappresentato invece da sedimenti limnici e clastici di varia specie, con caratteri geo-litologici costanti e definiti in relazione all'assetto generale dell'ambiente. Ambedue le unità rocciose concorrono ad illustrare lo svolgimento di determinate vicende, a sfondo locale ma connesse a fasi comuni; tuttavia delle due il complesso sedimentario rispecchia meglio gli ultimi particolari dell'assestamento naturale delle rive.

1 · GOLFO DI LUGANO

Considerando lo sviluppo costiero dal promontorio di Guidino Inferiore - Conca d'oro in quel di Paradiso all'omologo di Vallè fra Cassarate e Castagnola, i terreni dell'attuale sponda lacustre sono dati da una serie di sedimenti di estensione e profondità varie, poggianti direttamente sullo zoccolo cristallino. In corrispondenza alle più importanti incisioni torrentizie del dorso roccioso che si erge a tergo si trovano i residui delle ultime deiezioni, per lo più conoidali, seguite alla stabilizzazione media delle oscillazioni dello specchio d'acqua.

a) Lo zoccolo cristallino

Esso affiora direttamente sulla sponda lacuale soltanto alle due estremità del golfo dette sopra, vi si accosta assai nel breve tratto della Riva Caccia fra Via C. Maderno e il giardino del Belvedere; di qui si allontana a poco a poco verso la contrada Sassello e prosegue poi in direzione NNE nella valle del Cassarate.

Nello sperone di Guidino le rocce cristalline presentano specie diverse, facenti parte della serie di Sonvico (7, p. 57) e abbraccianti in particolare :

— quarziti feldispatiche biancastre (qz) con scarso tenore micaceo e granulari, abbondantemente diaclasate e ossidate;
— micascisti biotitici scuri (mb) in banchi sottili, bene appiattati e tabulari;
— gneiss biotitici granulari fini (gb), in parte con anfi-

boli, segmentati in lastre parallelepipediche di elevata tenacia;

— micascisti e filladi sericee (ms) lievemente quarziferi, assai sfogliosi, fortemente stipati in esili letti contorti o scagliosi [1]).

Questi scisti giacciono in posizione raddrizzata e concordante (dir. 355°-0° N, incl. 55°-60° O) e risultano intercalati da qualche lieve orizzonte milonitico (ms-gb); essi formano il margine settentrionale dello zoccolo autoctono in contatto tettonico con la massa dolomitica della sinclinale del S. Salvatore (frattura di Pazzallo, 10, p. 345, 360).

La varia resistenza opposta all'erosione dalle singole assisi determina zone particolarmente disgregate (desquamazione di superficie con ripiegamenti ad uncino e con piccoli franamenti locali) alle quali fanno riscontro cumuli di pietrame di falda; nondimeno lo sperone cristallino di Guidino si dimostra come l'avancorpo di un tipico gradino vallivo di escavazione fluvio-glaciale. La falda superiore infatti, modellata a scarpata concava è tuttora ricolma di detriti di deposizione glaciale abbandonati durante la fase più recente di ritiro (stadio della fronte di Melide) mentre l'erta falda inferiore discendente con immutata pendenza sotto il pelo d'acqua segna il margine inferiore di analoga forma erosiva ancor più fonda. Lo spigolo del gradino vallivo corre parallelo alla sponda a quota 295 - 300.

L'affioramento dello sperone è però assai limitato. Nel quadrante nord-occidentale scompare subito sotto i vari depositi fluvio-glaciali e lacustri, volgendo il profilo del gradino decisamente verso ovest; lungo la riva si immerge con pari rapidità, nè è dato conoscerne in alcun punto la profondità raggiunta. Dalla configurazione erosiva del pendìo retrostante all'abitato di Paradiso si può ammettere la presenza di lievi avvallamenti secondari del fondo roccioso prima di giungere al solco centrale della Geretta, che sebbene a notevole profondità dall'attuale superficie, corrisponde al fosso d'erosione massima fra la base del San Salvatore e la Collina d'Oro.

Dalle pendici di Brentino-Cassarinetta site al termine della diga ferroviaria, sino al giardino del Belvedere lo zoccolo cristallino mostra un fianco ripido diretto verso nord-est e con un diversivo intermedio dato dal caratteristico ripiano di Casserina-Bressanella-Loreto a quota media 305-310. Le specie rocciose prevalenti in questo lato orientale della Collina d'Oro sono le filladi sericee, in parte granatifere o cloritiche, in

[1]) Limitiamo la descrizione ai dati macroscopici.

parte riccamente interposte da venuzze silicee concordanti col verso di scistosità o coinvolte nei frequenti e bizzarri pieghettamenti in cui si manifestano le intense sollecitazioni tettoniche qui esplicatesi. Mentre nel tratto fra Brentino e Cassarina si notano forti intercalazioni di anfiboliti laminari a grana finissima e spiccata scistosità, talvolta contorte o spezzate, associate a gneiss psammitici rossastri d'alta tenacia, nella costa da Cassarina alla valle di Tassino nella massa stipata delle filladi si rinvengono ramificazioni di porfiriti quarzifere filoniane, bianchicce e granulose, pinticchiate di piccoli grumi di limonite e solcate dalle medesime traiettorie di disturbo tettonico che dissezionano tutto il complesso degli scisti inferiori della serie di Sonvico (schiacciamento della cerniera di Muzzano [6, p. 267]).

In questa situazione il bacino di sedimentazione di Paradiso viene sempre più restringendosi lungo la riva Caccia. Il profilo trasversale per quanto non inciso nella roccia in posto, avverte qui la prossimità della scarpa cristallina nel suo sviluppo batimetrico. La profondità dell'intaglio trasversale proveniente da sud (Corona-Paradiso) risulta pertanto facilmente superata grazie alla resistenza del ciglio di Loreto.

Più oltre verso nord lungo i poggi di Sassello e Bertaccio, il dosso roccioso assume la fisionomia di un declivio lievemente convesso e con pendenza uniforme, e soltanto nei pendii sotto Massagno si possono individuare continuità di rilievi analoghi alle forme di escavazione sinora osservate, (Sassa-Gerso) giacenti in parte sotto i depositi morenici della lingua laterale di Massagno dello stadio Melide. Quali rocce tipiche si distinguono di nuovo le filladi quarzifere, in ammassi meno ripiegati che nelle zone meridionali viste poco fa e in genere più compatte.

La riva corrispondente a quest'ultimo tratto persiste nella disposizione precedente sino all'altezza della contrada Sassello: di qui ripiegando verso oriente le acque abbandonano la roccia in posto per lambire le fronti dei depositi fluviali e lacustri che determinano il piano Cassarate. Un carattere distintivo del suolo ripario dal Belvedere a Sassello è dato dalla continuità di una soglia rocciosa parallela alla sponda già a quota 270-265 s.m.; più innanzi verso il lago i micascisti e le filladi ripetono dopo analoga scarpa una seconda soglia pianeggiante a quota di circa 230 m. e più larga della precedente. La presenza di questi gradini costieri è avvertita e accertata dagli scandagli in profondità eseguiti nelle adiacenze della riva sia a monte che a valle, nonchè dai ragguagli allestiti per la con-

servazione delle condizioni di stabilità di importanti edifici [1]). In effetto il primo gradino è poco pronunciato e non supera in larghezza la striscia di suolo che alla superficie corre dall'immersione della roccia in posto (a ridosso di Via Nassa) al margine posteriore della Riva V. Vela, mentre il secondo protende verso valle il suo ciglio frontale con maggior ampiezza di soglia, lasciandosi peraltro intravvedere nella configurazione batimetrica dei sedimenti sovra depositati. Non è da escludersi che ulteriori trivellazioni possano precisare meglio il coordinamento delle forme erosive del fondo cristallino in questo tratto di riva : di certo l'esistenza di uno zoccolo gradinato alla superficie attesta la continuità delle forme di erosione al di sotto del livello attuale delle acque, e in dimensioni analoghe a quelle costatate a quote superiori (vedi sotto pag. 44).

Con la deviazione della riva verso levante (contrada Sassello - Parco Ciani) il settore delle piazze centrali di Lugano viene a coincidere con la zona di passaggio del sottosuolo ripario da profondità relativamente piccola del fondo cristallino a una tanto più rilevante quanto più ci si avvicina al solco di massima erosione del primitivo torrente Cassarate. Mancano sinora dati positivi sulla quota raggiunta da questa escavazione, ma dalla conformazione adiacente la si può stimare non superiore ai duecento metri.

A questa incisione principale segue un rapido sbalzo sul fianco di levante (abitato di Cassarate) salendo lo zoccolo cristallino in contrafforti erti e scoscesi su tutta la base del Monte Brè. Nei dirupi che si susseguono poi fra Cassarate e Castagnola appaiono gli scisti muscovitici inferiori della serie di Sonvico, sormontati da potenti masse laminate di anfiboliti a zoisite, che con la loro forte compagine marcano lo sperone avanzante del Vallè. Qui le forme erosive non figurano più nelle linee consuete ma si presentano con fianchi ripidi, con intagli scolpiti secondo la degradazione e il disfacimento consentito dalle condizioni di giacitura e dalla tenacia della roccia, alternandosi in modo affatto irregolare.

b) La coltre detritico - sedimentaria

Dalla breve scorsa sull'andamento del fondo cristallino è facile intuire come il maggior sviluppo di sedimenti si trovi nella insenatura di Paradiso e nel margine del piano Cassarate, ciò nondimeno è bene rilevare la continuità dei principali orizzonti di sedimentazione anche lungo i rimanenti tratti di

[1]) Vedi nota 3 a pag. 23.

riva. Senza dimenticare che l'attuale sponda si presenta come il risultato della lenta modificazione umana nel corso dei secoli storici e preistorici [1]) nonchè degli agenti naturali più svariati, dobbiamo sottolineare il carattere di persistente stabilità dei tratti di riva sin qui esaminati; ciò tanto nei punti in cui la roccia in posto s'immerge direttamente nel lago, quanto là dove l'intermezzo sedimentario si limita a cumuli locali di riempimento artificiale, di detriti di falda o di propaggini deiettive di antichi riali oggi scomparsi, sia infine nei margini in cui la serie dei depositi fluvio-glaciali e lacustri si è conservata intatta. Inoltre anche di fronte agli scivolamenti di masse avventizie, accompagnati o preceduti da altrettanti slittamenti od assestamenti del fondo melmoso, si deve ammettere in generale che i depositi principali costituenti buona parte della riva del golfo di Lugano hanno raggiunto la loro stabilizzazione naturale già da lungo tempo, resistendo validamente a tutte le variazioni esterne.

* * *

Ciò premesso passiamo in breve rassegna gli elementi della coltre sedimentaria situata sui bordi riparii, iniziando dai residui più recenti. Tralasciati i detriti di falda — solo parzialmente esistenti come tali sui fianchi dei promontori estremi di Guidino e di Vallè — le masse avventizie poggianti su gli stessi depositi alluviali e lacustri sono date dalle deiezioni conoidali degli antichi riali oggi deviati dal primitivo decorso o incanalati nei collettori di fognatura.

A Paradiso, dei due conoidi di ciottoli e pietrame sminuzzato lasciati dall'antico riale della Valle e dal riale di Carzo solo il primo tocca la riva odierna, proseguendo nel lago con un abbozzo di conoide frontale allungato secondo il successivo incanalamento del rivo alimentatore. Nel territorio di Lugano i depositi deltizi dello stesso genere sono in gran parte sottratti alla osservazione diretta e soltanto i tre principali spiccavano fino a non molto tempo fa : i delta del Belvedere, della Roggia e del Cassarate.

Il delta del Belvedere si estende in proporzioni limi-

[1]) Nel breve lasso dal 1840 al 1940 tutto il lungolago dalla Conca d'Oro al Parco Ciani ha subito un graduale allargamento artificiale, in taluni punti persino di 20 metri. Per quanto non possa applicarsi alle epoche antecedenti il medesimo ritmo d'incremento, il fatto in sè è abbastanza significativo. Si confrontino le antiche mappe del Comune di Lugano (1 : 1000, Ing. Carlo Dozio, 1849, Palazzo Civico) con le odierne planimetrie e ci si persuaderà della trasformazione avvenuta ad opera dell'uomo.

tate e con forma obliqua secondo la direzione di sbocco del riale Tassino (con gli affluenti di Giroggio e di Panèra) donde proviene. La profonda incisione nel dorso cristallino risalente sin quasi al bacino di Muzzano e la marcata sporgenza sul profilo ripario attestano l'importanza di questa via di scarico nella distribuzione del deflusso di superficie, durante e dopo il ritiro del ghiaccio dallo stadio Melide. La natura frammentaria dei resti convogliati e le scarse possibilità di consolidamento nell'incavo cristallino e nei sedimenti diedero luogo a successivi frazionamenti dei margini frontali, di cui alcuni abbastanza recenti [1]).

Il delta della Roggia destra del Cassarate ricopre un'area inferiore a quella del precedente e conta fra i più piccoli di tutto il bacino luganese [2]). E' situato nello spazio di un primitivo braccio lacustre proteso verso nord a lato del dosso cristallino e gradatamente colmato dalle deiezioni locali; un tempo dovette presentarsi con maggior estensione di quella assunta prima del riempimento eseguito per formare l'attuale piazza A. Manzoni.

Il delta del torrente Cassarate rappresenta oggi la fronte dell'accumulo alluviale massimo, susseguito ininterrottamente al ritiro del ghiacciaio dell'Adda dai poggi di Canobbio (stadio Melide, 4, p. 33). La sua formazione sublacustre — a detrimento delle precedenti distese deltizie della stessa zona (2, p. 474, 480) — ha proceduto simultaneamente alle colate deiettive laterali e a quelle provenienti dai fianchi di valle, a colmare tutto il solco della valle preglaciale. Simile riempimento naturale perdura finchè in seguito all'aumentata apertura fra il Brè e il dosso cristallino di ponente (Massagno - Sorengo) l'avanzamento del limite frontale di emersione si stabilizza secondo un margine sinuoso analogo all'attuale di Paradiso. Di qui inizia lo sviluppo della sporgenza deltoide quale si presenta oggi, a contorni sempre più distinti e dove si possono rintracciare i relativi periodi di maggior deiezione;

---

[1]) L'antica piattaforma prospiciente la Chiesa di S. Maria degli Angeli ritrae un precedente sfaldamento frontale sin oltre al centro dell'odierna piazza B. Luini, così come risulta dal profilo del muro di sponda con relative gradinate nella Mappa municipale 1 : 500 del 1909 (Ufficio Tecnico Comunale di Lugano). La stessa situazione si deduce dalla veduta prospettica di Lugano nel 1812, riportata da G. Anastasi (1, Fig. 20, p. 120-121).

[2]) La sua presenza è documentata oltre che dai sondaggi, pure dalla vecchia Mappa Municipale 1 : 1000 del 1849 (vedi nota pag. prec.) dove si distingue ancora il contorno marginale prima della colmata riparia.

la protuberanza labiale dello sbocco odierno rispecchia invece l'effetto dell'arginatura [1]).

La caratteristica dominante di questo delta sta pertanto nella continuità della sua evoluzione che si protrae sino ai giorni nostri e in avvenire.

Sulla sponda a sinistra del Cassarate non si riscontrano più formazioni deltoidi degne di rilievo.

* * *

Usando ora di tutte quelle notizie fondate, desunte dalla immediata osservazione e dalle indicazioni di testimoni competenti, possiamo schizzare in breve la natura degli strati di deposito fluvio-glaciale e lacustre che costituiscono il materasso detritico-sedimentario propriamente detto.

Nel *bacino di Paradiso* gli indizi rivelatori sono finora di natura superficiale o limitati alle fondazioni di edifici; non è perciò possibile asserire con certezza l'estensione in profondità degli strati saggiati. Dal ciglio cristallino di Guidino Inferiore a quota 300-305 al fianco Brentino della Collina d'Oro il riempimento è dato da masse sabbio-ghiaiose con crescente tenore argilloso quanto più diminuisce la quota. Il carattere morenico di questi detriti evade chiaramente dalla presenza di abbondanti ciottoli allisciati e striati di calcare liasico grigio-scuro, talvolta appiattati in un sol verso e affusolati nella direzione di massima lunghezza. Accanto ad essi si ritrovano numerosi blocchi spigoluti, di forme e dimensioni irregolari (persino oltre due metri cubi) immersi disordinatamente in un'argilla bluastra, finissima, assai grassa e con scarso tenore micaceo. Le specie rocciose di questi blocchi sono affatto estranee all'ambiente litologico del Luganese e del Sottoceneri : calcescisti grigio-bluastri spesso pieghettati, ofioliti verdi-nerastre, gabbro e diabasi laminati, dioriti orneblendi-

---

[1]) Nella carta delineata nel 1744 da Giorgio Fossati da Morcote (1, Fig. 1, pag. 10) per quanto si tratti di una corografia ancor poco precisa — si può rilevare che lo sbocco delle acque del Cassarate avveniva coi tre rami tuttora esistenti (anche se modificati in portata e decorso) senza però tracce di accumuli deltoidi; anzi il corrispondente margine di riva figura arretrato a mo' d'estuario rispetto alla sponda principale del vecchio comune, situata a ponente della roggia destra. Analoga situazione rispecchia la veduta di Lugano nel 1627 riportata dall'Anastasi nella stessa opera (1, Fig. 4, p. 40 - 41). Qualora l'ubicazione dei suddetti osservatori potesse ritenersi fedele illustrazione della foce in parola, resterebbe assodata la genesi « moderna » dell'attuale delta del Cassarate — il che non ci sembra tuttavia completamente plausibile.

che, graniti verdi tipici dello Julier, gneiss aplitici molto compatti ecc... ; tutte additano concordemente la provenienza comune dalle terre dell'Alto Lario [1]) e il conseguente viaggio nella massa glaciale abduana deviata a ponente nella Zona del Ceresio (braccio porlezzino [4, p. 25]).

Verso riva l'argilla diventa sempre più limosa e compatta e si presenta anche con intercalazioni indurite dalla cementazione con ghiaia calcestre; qua e là si rinvengono pozzanghere acquitrinose tallonate da sottofondo argilloso, finchè discendendo al livello dello specchio d'acqua si ritrova una regolare distesa di ghiaietto e pietrisco lungo tutta la sponda (dalla Conca d'Oro alla riva Caccia) e inoltrantesi per buona striscia nel retroterra (da 80 a 100 m.). Sotto a questa lieve coltre ghiaiosa (spessa al massimo 2 m.) prevale una argilla grigio-plumbea, di elevato tenore micaceo e alquanto sabbiosa e di cui non si conosce ancora la potenza. Venne allestito invero un ragguaglio tecnico [2]) sulla resistenza relativa degli strati sul margine subacqueo fra Via E. Bosia e Via S. Salvatore, ma la profondità e le qualità di detto strato non vi figurano; consta soltanto che al di sotto di quota 260-258 m. si avvertono migliori capacità di resistenza alla pressione.

A questa situazione scarsamente esplorata fa riscontro la analisi più completa della serie stratigrafica ottenuta con le trivellazioni del fondo lacustre prospiciente la *riva di Lugano* dal Belvedere al Parco Ciani, nonchè in altri punti dell'abitato cittadino [3]). I terreni qui interferiti dimostrano spiccate

---

[1]) Esemplari bellissimi vennero alla luce durante gli scavi eseguiti per la sistemazione della nuova rete di fognatura del Comune di Paradiso e in particolare intorno a quota 290 in Via S. Pietro Pambio all'altezza del sottopassaggio stradale. Gli stessi scavi permisero di individuare le qualità dell'immediato sottosuolo anche in altri punti del Comune.

[2]) Dalla relazione su dieci trivellazioni di poca profondità sul fondo lacustre a sud-est del pontile d'approdo si rileva la presenza di strati « molli e fangosi » non ulteriormente precisati, subito sotto a cumuli di pietrame in corrispondenza agli antichi sbocchi torrentizi.

[3]) Ci riferiamo qui ai sondaggi eseguiti nel 1927 attorno al Palazzo Civico di Lugano, nel 1938 - 39 sul fondo lacustre da piazza Luini al Parco Ciani, nel 1939 - 40 sul suolo di vari immobili privati e pubblici fra Via Canova e Via Battaglini. In tutto un complesso di 24 accertamenti, la cui esecuzione sebbene non ispirata a specifiche ricerche geologiche, permise di raccogliere preziose indicazioni atte a documentare l' indagine scientifica non altrimenti sostenibile. Gli assaggi protratti quasi tutti sino al fondo cristallino attraversano l'intera sovrapposizione di strati recando in tal modo un profilo esatto della sedimentazione fin dalla profondità di 220 metri.

affinità di ambiente formativo, superiori alle immancabili diversioni locali che si incontrano nelle svariate combinazioni degli elementi base (ciottoli, ghiaia, sabbia, argilla, melma). Questi infatti si ritrovano nei diversi punti con lo stesso ordine di successione e con gli stessi caratteri distintivi, ond'è che la ricostruzione spaziale degli strati ai rispettivi orizzonti accertati consente induzioni perentorie in ordine alla loro genesi e alle correlate fasi evolutive.

Riassuntivamente il quadro delle assisi che costituiscono la coltre sedimentaria costiera nel settore della Città di Lugano, distinte per le loro proprietà e ordinate secondo la successione naturale, costantemente riscontrata, può presentarsi nel modo indicato nella tabella 1 (pag. 25). Mentre rinunciamo alle singole sezioni per quanto riguarda la variazione locale dei livelli stratigrafici (vedi tavola illustrativa 1) riportiamo qui le quote tipiche che segnano il passaggio da una formazione all'altra, affiancate peraltro dai limiti entro cui oscillano le stesse nei diversi punti esaminati. Ai caratteri litologici menzionati si potrebbero aggiungere altre qualità inerenti alle condizioni fisiche di dettaglio, varianti spesso nello stretto ambito del medesimo strato. Le tralasciamo tuttavia poichè esse formano l'oggetto di un esame particolare di meccanica delle terre (geotecnico) che ci condurrebbe alquanto lontano dal fine di queste pagine; dobbiamo nondimeno rilevare i tratti essenziali della formazione geologica.

L'andamento orizzontale prevale in tutti gli strati anche se con lievissima pendenza verso meridione. Le riduzioni di potenza subentrano soltanto come conseguenza della posizione rispetto al fondo roccioso o di altre cause secondarie: così, per esempio, lo strato di fango nero melmoso (sapropelico fg) data la sua consistenza plastica riesce ad assottigliarsi a grado a grado nelle zone in cui si avvicina alla scarpa concava dello zoccolo cristallino, e viceversa aumenta di spessore allontanandosene verso levante, dove l'escavazione ha inciso un profondo solco vallivo. Un blando coricarsi dell'intera coltre sedimentaria lacustre (Dl) si può osservare in tutte le sezioni trasversali dirette fra nord-est e sud-est, e ciò corrisponde alla maggior profondità dello zoccolo oltre la soglia 230 (cfr. sopra pag. 18) nonchè al naturale assestamento degli stessi depositi sotto l'azione dei cumuli sovrastanti (Dz e R) e della pressione idrostatica. Quando poi si tenga presente la spiccata fluidità di uno stato di aggregazione pienamente incoerente e gli inevitabili fenomeni di erosione interna che accompagnano simili congerie detritiche soprasature d'acqua — così come

Tabella 1

Serie dei terreni riparii nel bacino di Lugano

Quote base m. s. m.	Limiti di potenza	Sigla dello strato	Caratteri litologici delle unità rocciose	Formazione geologica	
272,50	0,5·8m.	r	Materiale di riporto: pietrame irregolare (blocchi spigolosi di calcare liassico, ciottoli, ghiaia, sabbia d'ogni specie e grossezza) frammenti di laterizi e di costrutti demoliti, il tutto in ammasso caotico	Colmata artificiale	R
270	2 · 5	cd	Ghiaia e sabbia commiste a frequenti ciottoli di piccole dimensioni (diam. mass. 40 cm.) e leggermente arrotondati; al tetto sabbia micacea grossolana, con ghiaia e ciottoli di origine cristallina (Zona del Ceresio), calcari assenti; alla base esili letti di sabbia fine	Deiezione alluvionale, accumulo per demolizione di falde detritiche	Dz
265	0,5·4	⟨h·s⟩	Terra vegetale nerastra (humus stabile prevalente) pura al tetto; con sabbia finissima giallognola al centro; passante ad argilla arenacea alla base, sempre distintamente brunastra - talvolta lievi banchi di pietrisco lievemente cementato	Deposito umifero costiero con parziale variazione fluviale alla base	Sedimenti lacustri Dl
261	2 · 10	li	Sabbia finissima grigio-azzurra, spesso assai farinosa (limo), ricca di pagliuzze micacee. in istato di consistenza molle plastico quasi incoerente e fortemente fluido (limo fluente); a metà circa interposizione locale di strati di torba e frammenti di legno	Deposito limnico a regime idrico torbido; tracce di ristagno temporaneo	
250	2 · 10	li/cr | dt	Sabbia finissima con parti fangose-cretacee, in crescente misura verso la base; magg. consistenza, (li-cr). Ghiaia e sabbia in banchi separati, poi miste; sempre rossastre e in masse incoerenti, (dt)	Deposito littorale di acque poco fonde, intercalato da deiezioni deltizie	
241	0,5·1	cr	Creta lacustre biancastra e grigio-chiara	Deposito di bacino stagnante	
240	0 · 5	fg	Fango nero melmoso, sapropelo molle gelatinoso poggiante su lieve mescolanza di sabbia e pietrisco dilavato	Deposito di spiazzo palustre	
235	0 · 5	a	Argilla sabbiosa grigio-scura, micacea, abbastanza compatta e resistente	Deposito fluvio-lacustre da morenico dilavato (?)	Dl ⟨?⟩
265 a	2 · 6	mo	Ciottoli, ghiaia, sabbia, argilla e trovanti in cumulo irregolare, talvolta fortemente induriti dalla cementazione	Deposito glaciale: morena di fondo inalterata	Dg
220	—	ms	Micascisti, filladi quarzifere con molta sericite, tenaci	Zoccolo cristallino autoctono	Roccia in posto

risulta per la maggior parte degli elementi Dl — non fa meraviglia costatare avvallamenti locali e deformazioni ondulose degli orizzonti limiti là dove minimi agenti possano inibirne lo sviluppo.

* * *

La deiezione (Dz) formante il suolo delle rive naturali quali occorrono nelle illustrazioni storiche degli ultimi tre secoli, rappresenta un cumulo alluvionale prodottosi successivamente alla degradazione del dosso cristallino situato a tergo. Il materiale esclusivamente autoctono è dato infatti dallo sfatticcio superficiale or più or meno alterato delle specie cristalline in posto, ammassatesi ai piedi della collina come detrito di falda o forse anche sotto forma di piccoli franamenti locali. La sua distribuzione nel settore dell'abitato cittadino avverte inoltre un carattere deltoide almeno in parte, in quanto si costata una graduale diminuzione della grossezza dei ciottoli e della sabbia in visibile rapporto con la distanza dal dosso cristallino originario. Verso levante riappaiono invero piccoli banchi di ghiaia più arrotondata, ma la loro provenienza, sebbene analoga, è in relazione colle acque torrentizie che decorrevano a lato della primitiva roggia destra, presso cui si trovano tuttora disseminati. Possiamo quindi ritenere che in generale il primo strato naturale della riva di Lugano corrisponde alla deposizione di detriti di falda ulteriormente rimaneggiati dalle alluvioni torrentizie, sia colanti da tergo (San Lorenzo, Besso, Genzana) che vaganti sul piano adiacente a destra del Cassarate [1]).

Il deposito umifero-sabbioso (h-s) su cui si riversarono le precedenti colluvie (Dz) è conservato ottimamente sulla costa da piazza B. Luini alla Riva Albertolli, mentre retrocede a favore di una sabbia limosa, finissima e brunastra e dotata di notevole impermeabilità verso la base, negli altri settori riparii e interni. Il tono colloidale ben pronunciato nelle parti superiori dello strato e la elevata stabilità dei costituenti umici, in prevalenza carboniosi, anche nei punti in cui lo strato sofferse riduzioni di potenza a seguito di adeguamenti secondari, attestano la presenza di un orizzonte costiero espo-

[1]) Conforta l'asserto la sporgenza conoidale verso il lago, che si osserva nelle citate illustrazioni. Il territorio dell'antica Chiesa dell'Immacolata (anno 1346) e degli altri edifici privati ora tutti demoliti e sostituiti dal Palazzo Civico (iniziato nell'agosto del 1843) si trovò sino allora fiancheggiato da due insenature, che vennero successivamente colmate dopo il 1849 per dar luogo alle odierne Piazze R. Rezzonico e Al. Manzoni.

sto direttamente all'azione di clima umido che favoriva la decomposizione delle spoglie organiche qui stanziate. All'eccedente precipitazione atmosferica si connette altresì la disformità stratografica dal tetto alla base (h-s) ond'è che delineandosi la tipica diversità di penetrazione fra i due orizzonti si rendeva più intensa l'opera pedogenetica (18, p. 35, 105). Nelle zone più a oriente l'elemento humus è esiguo o scompare addirittura, e in ciò attesta il più intenso dilavamento cui si trovò esposto nei successivi periodi di trasgressione alluvionale. Il color bruno-gialliccio della sabbia è peraltro indice caratteristico della concrezione ferruginosa procedente per funzione illuviale dei composti colloidali del ferro (ossidrati limonitici) e conferma la rapida pedogenesi iniziatasi con la stabilizzazione delle acque lacustri allo stesso livello o ad altro, poco inferiore. L'origine è comunque palustre e non esclude la presenza di leggeri letti di pietrisco dilavato alla base dello strato.

Il complesso arenaceo-limoso sottostante (li) costituisce il deposito più singolare della sedimentazione dell'antico Ceresio. Il carattere di sabbia farinosa (diametro dei grani da 0,05 a 0,005 mm., ossia « limo ») risultante dall'analisi granulometrica, associato ai valori dei limiti di consistenza (fluidità e plasticità) assai più elevati di quanto compete alle specie affini, contraddistinguono in modo inequivocabile questa psammite limnica in cui si assommano le qualità specifiche delle sabbie farinose prossime alla finissima polvere di pietrisco. Il tipico stato di aggregazione « fluente » che riassume tutto il comportamento determinato dalle costanti fisiche è d'altronde l'espressione palese dell'influenza di una singolarissima composizione mineralogica in cui prevale l'elemento micaceo. Sebbene non sia stato eseguito l'esame petrografico di dettaglio, ci si può raffigurare l'equilibrio quantitativo delle componenti secondo l'analogia che sussiste con la sabbia finissima depositata al delta del Cassarate, di cui si conosce l'analisi (22, p. 2) [1]. Ritroviamo infatti (loc. cit. tab. 1) :

muscovite, biotite, clorite con diam. da 0,02 a 0,05 mm. 58 %
muscovite, biotite, clorite con diam. da 0,05 a 0,1 mm. 38 %
quarzo, feldispato, calcite, anfiboli d. da 0,02 a 0,05 mm. 42 %
quarzo, feldispato, calcite, anfiboli d. da 0,05 a 0,1 mm. 62 %

[1]) Il parallelo è consentito dall'importanza capitale della natura rocciosa del bacino di alimentazione rispetto alla composizione mineralogica dei detriti: per le sabbie del Cassarate vale quello della Val di Colla, in tutto analogo alla formazione cristallina del Luganese.

Se ora si tien conto che la sedimentazione (li) è contrassegnata da un intorbidamento generale delle acque, procedente dall'immissione di displuvii più vicini al lago che non il bacino originario delle sabbie del Cassarate e pertanto più ricchi di minerali sfogliosi, riesce plausibile ammettere per le sabbie farinose (li) di deposito lacustre una percentuale ancor più elevata di quella riportata sopra. Convalida tale ipotesi l'osservazione a occhio nudo di qualsiasi residuo di decantazione semplice, quanto lo stesso senso di incremento dei valori geotecnici in rapporto all'aumento micaceo fra una specie e l'altra.

Alla deposizione calma e lenta di queste pagliuzze luccicanti in un periodo di stabilizzazione o forse anche di abbassamento del livello delle acque del lago, quasi preludio alla successiva fase palustre umifera vista sopra, fanno riscontro le tracce di un turbamento idrico qual'è l'irruzione di altre acque alluvionali trascinanti seco detriti di piante ed alberi. I residui di questo genere si mescolano infatti a strati intermittenti di torba, già testimoni di un incipiente stadio di infracidimento a basso regime idrico. Quale ultima caratteristica costante di tutta questa formazione limosa citiamo il color grigio-azzurro, nettamente opposto al giallognolo delle sabbie fine superiori.

In generale il tono sabbioso e la stessa colorazione persistono nel deposito immediatamente inferiore (li-cr), dove alla sabbia farinosa si aggiungono particole cretacee in quantità sempre più crescenti quanto più verso il fondo. Di questa diversione del composito ci avverte subito la rapida mutazione dello stato di consistenza, mentre esteriormente si potrebbe indurre solo una tendenza argillosa, che peraltro non sussiste. Il graduale aumento del tenore cretaceo in profondità culmina infatti nel banco di creta bianca (cr) soggiacente alla base, sia pure con scarsa potenza : con ciò il carattere littoraneo del deposito si delinea positivamente. Essendo poi la creta un agglomerato di minerali carbonati commisti a spoglie organiche, la sua origine risale o al deposito meccanico delle parti carbonate quali detriti in sospensione oppure per reazione chimica del carbonato di calcio disciolto nell'acqua a determinate condizioni d'equilibrio fra temperatura, pH e pressione dell'anidride carbonica (23, p. 2). Ora nel nostro caso sembra più verosimile la seconda possibilità genetica, in quanto è attendibile che le acque di rifusione del ghiacciaio dell'Adda abbiano contenuto il carbonato disciolto in quantità maggiori dei detriti calcari che potevano provenire dall'erosione torrentizia delle

vette dolomitico-calcaree a levante del Cassarate. Nè si può dimenticare che la formazione della creta è legata a bacini di acque tranquille e di lievissima profondità, il che rientra agevolmente nel quadro di un antico bacino lacustre a livello inferiore dell' attuale, durante uno stadio posteriore a quello di Melide. Un apporto detritico per erosione parimenti da nord non può escludersi date le condizioni geologiche delle conche alpine a levante, però esso non potrebbe giustificare da sè la genesi della creta pura e quella della sabbia cretacea superiore (li-cr), depositatasi in periodo di maggior accumulo idrico a regime torbido, ma relativamente calmo. Anzi proprio simultaneamente alla sedimentazione di questa sabbia limo-cretacea si riscontrano masse di sfoci deltizi sia nella zona del Belvedere sia nel settore da Piazza Manzoni al Parco Ciani. Si tratta di colate sabbio-ghiaiose in alternanze separate e miste, sempre incuneate (sic) ai vari letti di limo cretaceo e da questo distinte oltre che per la specie litologica soprattutto dal color rossastro (dt). Il carattere dispersivo della deposizione deltizia si avverte nella graduale riduzione della grossezza granulare dei singoli elementi, sempre maggiore quanto più lontano dalla traiettoria dell'antico sbocco, nonchè dall'assenza assoluta del deposito stesso nelle zone intermedie in cui non si registrano possibilità di accumulo.

La presenza di questi depositi deltizi in corrispondenza agli attuali residui di superficie visti sopra (cfr. pag. 21) illustra la continuità dei fenomeni erosivi nei punti esposti ad azioni più intense già in epoche precedenti. In particolare per il delta fra Piazza Manzoni e il Parco è da ritenersi probabile l'esistenza di una foce laterale destra dell'antico Cassarate più che uno spostamento del corso centrale dello stesso torrente.

E' interessante rilevare ancora come il complesso arenaceo-limoso che va dal banco (li-cr) al deposito umifero-sabbioso (h-s) subisce in massa le contrazioni meccaniche determinate dagli sforzi statici in superficie. Infatti le testate costiere che più ebbero a risentire di queste ripercussioni manifestano avvallamenti e depressioni ondulose determinate dal rifluimento interno ai singoli strati : si assiste in fondo più ad un adattamento naturale dei sedimenti lacustri a nuove condizioni di equilibrio — reso possibile dalle intrinseche capacità fisiche degli strati — che non a veri e propri influssi tettonici (vedi tavola 1).

Passando ora allo strato di fango melmoso (fg) posto sotto al lieve banco di creta (cr) si nota la forte differenza di tinta (nero cupo a sfumature bruno-rossastre) e la riduzione di consistenza dallo stato solido plastico (cr) a quello molle plastico e gelatinoso. Ambedue i caratteri s'accordano nell'additare una facies palustre svoltasi con processi di disintegrazione a condizioni anaerobie. Sebbene si conosca la prevalenza dell'elemento limo in base alla curva granulometrica e manchi un ragguaglio sul bilancio organico, il tono caustobiolitico si rileva da un primo progresso diagenetico capace di superare la dispersione colloidale delle parti anorganiche (17, p. 149) e di conferire all'aggregato la consistenza vista. Inoltre non ci sembra inverosimile scorgere una più chiara determinazione dei cicli planktonici già a questo periodo, in quanto non è da sottovalutarsi l'importanza della silice risultante dall'idratazione dei silicati sullo sviluppo del primitivo biotipo lacustre, in ispecie del fitoplankton. Rilevare in ciò una naturale predisposizione delle acque del Ceresio a realizzare quell'anticipo di vita planktonica che le distingue dalle consorelle del Verbano (16, p. 69) in un periodo della più recente evoluzione geologica, non sarà forse un ozioso richiamo a quella periodicità ciclica che presiede alla biocenosi lacustre ed oggi ancor poco conosciuta.

L'argilla sabbiosa grigio-scura (a) che sotto a un lievissimo banco di sabbia e ghiaia dilavata soggiace al fango nero (fg) si dimostra più compatta nelle assisi superiori sinora toccate dagli assaggi. La profondità da essa raggiunta non è nota; il suo contorno ripario giace a filo della riva attuale ma l'area di maggior sviluppo si stende verso la fronte subacquea del piano Cassarate, iniziando da quota 235. Questa posizione coincide peraltro con il fondo pianeggiante del lago intorno alla stessa quota, interessata dal gradino di valle escavato nello zoccolo cristallino (cfr. pag. 18). L'attribuzione a deposito fluvio-glaciale per effetto di dilavamento di morenico ci sembra applicabile tanto quanto il carattere di deposito glacio-lacustre; le qualità fisiche diverse dalle precedenti, il posto nella serie stratigrafica, e la quota non sono tuttavia in grado di permettere una distinzione sicura, per cui riteniamo che solo ulteriori trivellazioni a maggiori profondità possano stabilire con miglior certezza il vero tipo di formazione geologica.

Un deposito glaciale tipico, presente in tutta la zona riparia di Lugano, è invece la morena di fondo (mo) aderente allo zoccolo cristallino autoctono a mo' di copertura continua, saldamente cementata. La riduzione locale del suo spessore si

connette ora alla diversa pendenza della scarpata rocciosa, ora all'intensità della dissoluzione subacquea subìta in più forte misura vicino agli scoli del dosso cristallino (cfr. p. 20). La tenace compagine di materiale tanto eterogeneo per forma e qualità lascia pensare che si tratti soltanto del residuo di fondo di più potente cumulo detritico morenico successivamente eroso, senonchè il carattere di fondo aderente potrebbe additare proprio una minore intensità erosiva delle masse glaciali sulla superficie cristallina, così come comunemente si ritiene per le morene di questo genere (9, p. 3).

Vista la configurazione dello zoccolo cristallino plasmata secondo il regime di escavazione fluviale siamo più propensi ad ammettere quest'ultima possibilità (cfr. sotto pag. 50).

Rimarrebbe ora da vedere l'ordine cronologico della serie sedimentaria sin qui descritto: a ciò provvede meglio la seconda parte di queste note, dopo il paragone con i risultati delle indagini condotte in altri punti delle rive.

2 · ALTRI PUNTI NOTEVOLI DELLE RIVE

Le ricerche allestite in alcuni punti dei rimanenti bacini di Morcote e di Ponte Tresa non abbracciano una serie stratigrafica così rilevante come quella luganese, muovendosi per lo più nell'ambito superficiale della coltre detritica; però oltre a riuscire pienamente sufficienti ai fini per cui vennero intraprese, esse offrono diversi elementi orientativi sull'evoluzione più recente della sedimentazione lacustre, e completano le induzioni ricavate dal bacino di Lugano.

a) Bacino di Morcote

Le rive dell'Arbostora si presentano con pendii a leggero declivio, susseguentisi in un profilo abbastanza uniforme; più accidentate figurano invece quelle del fianco occidentale della Collina d'Oro. La differenza del contorno risiede nella diversa natura della struttura litologica all'orizzonte del pelo d'acqua: il primo infatti è dominato dalla copertura porfiritica dello zoccolo di cristallino antico, la seconda per contro viene intaccata in questa stessa unità metamorfica. In ambedue il margine costiero è limitato a piccoli spiazzi di detrito di falda oppure inciso nella roccia viva, mentre soltanto tre cumuli deltizi di rilievo emergono dai tratti quasi rettilinei (Melide, Vedo e Figino-Càsoro). La declività del pendìo roccioso continua sotto al livello delle acque col medesimo rapporto, cosicchè resta da dubitarsi assai se i residui della sedimentazione

lacustre abbiano potuto conservarsi intatti; soltanto verso Morcote il terrazzamento degli speroni rocciosi, distinto a monte (4, p. 88) può aver mantenuto più facilmente nella sua continuità l'equilibrio dei successivi sedimenti anche a valle.

Infatti, mentre nel settore di Melide nulla di sicuro si può finora asserire sulla profondità del fondo roccioso in posto, data l'abbondanza dei cumuli detritici, nel settore di Morcote si possono ravvisare distinte forme nel cristallino antico di base e riconoscere anche i caratteri dei sedimenti ivi giacenti.

* * *

Le porfiriti biotitiche affiorano lungo la riva immediatamente a sud di Melide dando luogo a piccole insenature riempite in parte da detriti di falda in cui si annidano le cantine del villaggio. Da Villa Miramonte a Morcote continua la costa più regolare e uniforme, mentre alle porfiriti subentrano le specie rocciose metamorfiche (gneiss micacei, quarziti e gneiss psammitici con dicchi aplitici [20, p. 200]), fortemente sezionate da un sistema di faglie in direzione ENE - OSO; solo poco prima di Morcote la riva si trova nuovamente formata da porfiriti biotitiche, ultimo lembo isolato dell'antica copertura effusiva (20, tav. B, C).

Mentre sulle pendici fra Olivella e il Castello di Morcote si delineano chiari i residui dei sistemi di escavazione fluviale (XII - XIII - XIV) dell'antico Cassarate, allora defluente verso Porto Ceresio (4, p. 88), l'abitato di Morcote riposa su una distesa detritica inclinata verso valle, dove non è possibile ritrovare le tracce del terrazzamento corrispondente ai sistemi inferiori (XV - XVI). Lo stesso lungolago di Morcote non poggia direttamente su roccia in posto tranne che alle estremità sud (gneiss micacei sotto al Castello) e nord-est (porfiriti nella zona del vecchio teatro). Dopo gli slittamenti dei margini di riva compresi in questi limiti e costituiti da masse detritico-sedimentarie di varie specie e spessore [1]) vennero eseguiti accurati rilievi batimetrici e campagne di trivellazione onde elaborare un razionale progetto di consolidamento (1936). Si raggiunse così il fondo roccioso in più punti. Dalla ricostruzione dell'andamento di detto fondo si può desumere che la azione modellatrice qui svoltasi corrisponde ad escavazione fluviale in quanto le forme che si riscontrano non solo ripro-

[1]) Ricordiamo fra i più importanti quello del 10 settembre 1862 (cfr. Anastasi, 1, p. 120) e il recente del 18 marzo 1940, quest'ultimo di minori dimensioni e danni; di ciò si veda più sotto a pagina 39.

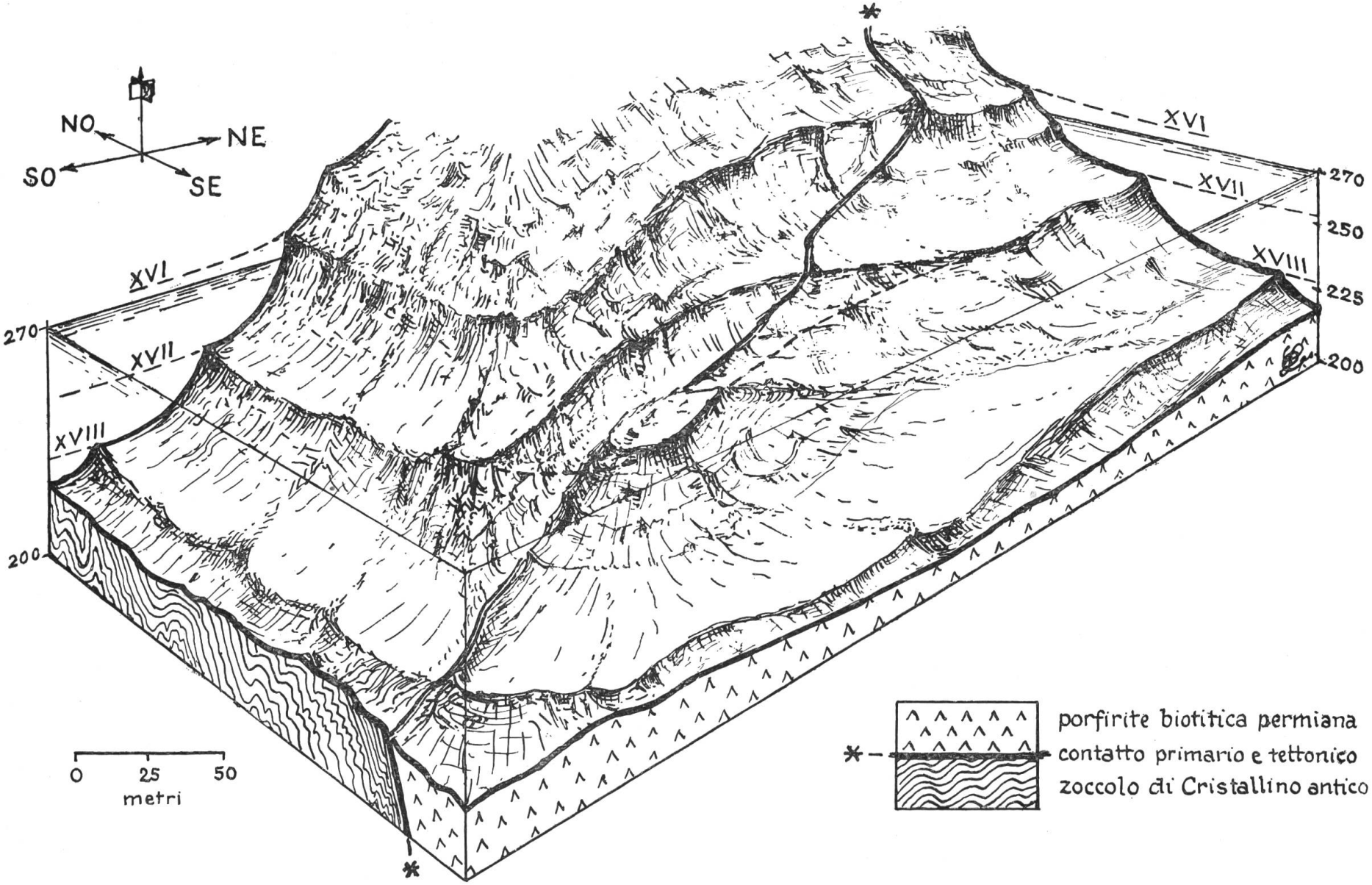


Fig. 1 = Il modellamento fluvio=glaciale della roccia in posto che forma la punta meridionale dell'Arbostora ⟨sotto al castello di Morcote⟩

ducono lo stile erosivo di questo genere, ma si inseriscono perfettamente nel graduale ordinamento dei sistemi di fondovalle stabiliti già a quote superiori fuori del lago (vedi sotto p. 46 e fig. 1, p. 32-33).

Nella zone del vecchio teatro morcotese (ora sostituito da un piccolo giardino di sponda) la porfirite in posto si incava sempre più verso monte passando da una superficie a falda inclinata di 25-30° verso valle, a una soglia pianeggiante situata a quota 252-255 m. s. m., estendentesi indisturbata per oltre cento metri di lunghezza e circa due terzi di larghezza fino a sinistra dell'imbarcatoio. Di qui alla zona dell'ufficio postale, il fondo roccioso — superato il limite primario porfirite - gneiss micaceo — si abbassa rapidamente in una stretta conca valliva, prossima a quota 230 [1]) e assai rientrante verso monte. La stessa prosegue in direzione sud-ovest, spalleggiata a valle da uno sperone di porfirite, prima elevato ancora al piano 250, poi degradante al ciglio 230-220 verso lo sbocco a sud. Non torna difficile ravvedere in questa situazione (cfr. fig. 1, 2 e tavola 2) la continuità delle forme erosive che distinguono la posizione del promontorio del Castello (sistema X, quota 475 [8, carta 2]) e l'importanza del limite fra le rocce dello zoccolo cristallino e la copertura porfiritica.

La direzione nord-sud della piattaforma del Castello contrapposta a quella fondamentale della valle Brusino-Morcote riflette l'incavamento a monte proprio nella zona dell'abitato di Morcote così come risulta dagli accertamenti in profondità. La diversa compattezza delle specie rocciose, vieppiù palese lungo il contatto primario — ricalcato poi da orizzonte di disturbo tettonico (20, tav. C) — predispone da un lato la conservazione dell'antico gradino di valle a quota 250-55 (soglia porfiritica di sistema) e dall'altro favorisce l'instaurarsi di più intensa degradazione erosiva in successivo periodo (conca valliva a fondo metamorfico, quota 230-220). In generale l'incavo arcuato verso monte sulla falda sud dell'Arbostora, tanto più spiccato quanto più fondo, ripete con ogni verosimiglianza lo sforzo erosivo della massa glaciale abduana prima di spingere la sua fronte verso la valle di Brusimpiano (morena di S. Bartolomeo, stadio Cantone [4, p. 32]). Nella falda adiacente verso sud-ovest lo stesso fenomeno si dimostra in dimensioni ancor maggiori, associandosi in più l'incisione torrentizia che discende dalla cima dell'Arbostora (conoide di Vedo).

---

[1]) Il sondaggio più profondo annuncia morenico con abbondanti blocchi a quota 234,55.

Dalla punta di Buro al delta di Figino la riva riprende uniforme secondo un profilo assai rettilineo scolpito nelle porfiriti e nei granofiri; lo zoccolo metamorfico limitato a piccolo pilastro intermedio a queste non presenta forme particolari. Lo sbocco della valle di Figino segna poi un intaglio ben terrazzato nel margine nord-occidentale del granofiro d'Ongero, anche se il fondo è tuttora colmato dal conoide deltizio della roggia di Scairolo; soltanto sul fianco nord si avverte per breve tratto un brusco fossato di mesotrias dolomitico, incuneato sulla linea di dislocazione Grantola - Barbengo - Garaverio - Ciona. Succede infatti il massiccio gneissgranitico della Collina d'Oro, con il relativo apparato micascistoso e anfibolitico il quale proseguendo sino ai poggi di Agnuzzo, dà una riva ben più sinuosa e accidentata.

* * *

A Melide in corrispondenza ai due intagli vallivi di Doiro e Pozzarango sviluppati sulle orme del sistema di faglie Garaverio-Carona-Melide (20, p. 212) ritroviamo una distesa conoidale alla cui formazione partecipa oltre alla semplice deiezione alluvionale anche il concorso di antichi franamenti. In generale si deve notare che il suo stanziamento venne facilitato dalla posizione adiacente della morena stadiale omonima, disposta trasversalmente a tutta l'antica valle del Cassarate. Due secoli fa questa diga naturale di sbarramento emergeva dal pelo del lago soltanto come una striscia peninsulare allungata, simile quasi a un littorale lagunare [1]); in precedenza doveva figurare soltanto come isola affilata nella cresta centrale e prima ancora costituire un vallo completamente sommerso, analogo in tutto all'attuale di S. Bartolomeo fra Brusimpiano e Morcote.

Sostengono questi accenni evolutivi i risultati delle indagini condotte per la trasformazione dell'attuale ponte-diga e in genere per la regolazione delle acque del

---

[1]) Nell'antica carta corografica del Fossati, già citata (cfr. sopra, nota pag. 22) vien riprodotto chiaramente il profilo di penisola linguiforme. Sussisteva allora un notevole canale fra l'estremità di questa e la riva opposta (Bissone) in guisa da lasciare un più ampio collegamento fra i due bacini a nord e a sud. Il canale simmetrico in quel di Melide, determinato dall'andamento arcuato della morena stadiale risulta invece colmato dall'accumulo detritico e deltizio, e ripristinato poi in minime proporzioni con la costruzione del ponte-diga (luglio 1844).

Ceresio (19) [1]. Questi accertamenti sebbene destinati a saggiare la natura dei sedimenti corticali del cordone morenico e delle sue adiacenze, e pertanto di minor profondità di quelli luganesi, permisero di distinguere due complessi di strati sedimentari, l'uno più recente al tetto e l'altro più antico immediatamente sotto (19, fig. 3, p. 7). Al comune materiale di riporto deposto durante la costruzione della piattaforma di base fa seguito un letto di sedimenti lacustri comprendenti fango colloidale, creta biancastra, torba e argilla arenacea - limosa, tutti appoggiati su un banco di sabbia e ghiaia con lieve argilla, di probabile deposito alluviale. Il secondo complesso, ritenuto come residuo di alluvioni più antiche abbraccia cumuli di ciottolame di trasporto fluvio-glaciale sovrapposti ad altri commisti a ghiaia e sabbia, e con caratteri di giacitura deltizia; l'insieme riposa a sua volta sulla cresta erosa della morena vera e propria, data da blocchi angolosi d'ogni grossezza e specie, immersi in melma sabbia e ciottoli. Un particolare saliente formano l'ubicazione dei depositi di torba, legata ai fianchi della penisola e della riva opposta, nonchè i limiti delle loro quote massime oscillanti fra m. 263 e m. 267. Riguardo allo stato di consistenza la serie dei sedimenti lacustri non presenta caratteri sostanzialmente diversi da quelli degli strati omologhi del golfo luganese; solo la serie detritica sottostante manifesta maggior coesione all' inizio dell'ammasso morenico.

L'espansione delle masse detritiche dell'attuale conoide di Melide si attesta maggiore verso sud, seguendo in ciò la configurazione arcuata del cordone morenico che rivolge verso meridione la propria concavità; oggi ancora lo scolo naturale sbocca sullo stesso versante.

Considerevoli assaggi sulla natura della coltre detritico-sedimentaria vennero eseguiti nel *settore di Morcote* in seguito ai ripetuti scivolamenti subacquei e ai franamenti di margini riparii [2]. I terreni sovrappostisi con la deposizione di materiale clastico e limnico nel vano d'erosione visto sopra nel sostrato roccioso, si prospettano come un insieme nettamente

---

[1]) Non ci è dato conoscere i dettagli delle trivellazioni eseguite in questa zona, tuttavia dalla pubblicazione citata e da informazioni locali di competenti ci fu possibile desumere alcune circostanze riferentisi allo sviluppo delle condizioni geologiche che qui interessano.

[2]) Vedi nota a pag. 32. Una lunga serie di indagini di dettaglio locale riguardanti soprattutto la superficie sublacustre precedette il ricorso ai sondaggi veri e propri, e di questi solo la seconda serie (1936) diede

differenziato secondo il carattere di formazione, specifico per ciascheduno e abbastanza orientativo per l'ordine evolutivo dell'ambiente. Ne deriva pertanto una chiara distinzione dei depositi dovuti ad ammasso caotico (morenico), ad accumulo irregolare o a regolare stratificazione orizzontale — distinzione possibile soltanto sulla scorta di scrupoloso esame dei rilievi tecnici. La situazione può riassumersi « more stratigraphico » nello specchietto figurante nella tabella 2; quanto allo stato reale di successione e giacitura soltanto la rappresentazione stereografica può illustrare adeguatamente la configurazione del sottosuolo (vedi fig. 2, pag. 38-39).

Prima di passare ad alcune riflessioni sullo sviluppo di quest'ultima è bene annotare le caratteristiche del complesso stratigrafico. Superato il riporto artificiale (R) dell'orlo ripario, dove non mancano tracce delle precedenti demolizioni, il cumulo di blocchi e ciottoli, leggermente smussati e rappresentanti le più svariate qualità di roccie, si rivela come il prodotto del franamento di un cordone morenico depositato a quote superiori sulla costa sud dell'Arbostora (Fr-Dz). Accanto alla prevalenza quantitativa delle specie cristalline locali meno elaborate delle altre e significanti in ciò unicamente la caduta gravitativa, si rinvennero assieme rocce dalle più disparate provenienze che attestano in modo irrefutabile il trasporto glaciale. Nominiamo i tipi più estremi : frammenti di granito verde dello Julier, granito rosa tipo Baveno con plagioclasio caolinizzato, prasiniti e diabasi, gneiss aplitico-sericei, gneiss granitico Leventina tipo Lavorgo. Questi esemplari bastano per testimoniare l'apporto detritico del ghiacciaio del Ticino (defluente nella valle di Brusimpiano) sull'estremità sud dell'Arbostora e convalidano la presenza del limite di confluenza con il ghiacciaio dell'Adda sulla linea Morcote-Besano (4, p. 26 e carta 1). Infine la mancata continuità dei terrazzi vallivi XII - XIII - XIV nella falda retrostante l'abitato di Morcote e sui quali avrebbe poggiato il materiale franato riesce abbastanza indicativa nei confronti della posizione e della natura dei detriti osservati.

---

risultati sufficienti per orientarsi sulla natura dei depositi detritico - sedimentari altrettanto che sulle relative influenze nei confronti degli scivolamenti. Seguì poi l'ulteriore franamento nella zona dell'imbarcatoio (18 marzo 1940) — rimasta sino allora inesplorata dalle trivellazioni grazie all'aspetto stabile — il quale indusse a una severa ricognizione della stessa zona in vista del consolidamento della sponda, realizzato poi nel 1941.

Tabella 2

Serie dei terreni riparii a Morcote

Quote base m. s. m.	Limiti di spessore	Sigla dello strato	Caratteri litologici delle unità rocciose	Formazione geologica	
272,50 a 260	1 - 5	r	Materiale di riporto: ciottoli e blocchi angolosi (micascisti, gneiss, porfiriti, calcare liassico, ecc.) mattoni, frammenti di calcestruzzo di pali e fascine, immersi in ghiaia spigolosa e poca sabbia, tutto in ammasso caotico e incoerente, fortemente poroso	Colmata artificiale	R
300 a 260	0,5 - 5	mf	Blocchi di diversa grossezza (diam. fino a 50 cm.) a spigoli smussati e d'ogni qualità (gneiss occhiadini. quarziti, calcare biancone, porfiriti, graniti ecc.) ammassati disordinatamente con ciottoli, pietrisco e sabbia, localmente residui di pali e piuoli, frammenti vari di legno e trovanti arrotondati; terreno sciolto	Morenico franato e misto a successivi detriti di falda	Fr·Dz
266	0 - 2	t	Torba in decomposizione poggiante su sabbia fangosa brunastra acquitrinosa e più argillosa alla base, frammenti scagliosi di legno e letti di ghiaia	Deposito di acque basse e stagnanti	Sedimenti lacustri Dl
264	1 - 6	s·a	Sabbia fine argillosa alternante con banchi misti di ghiaietto arrotondato (granofiro, calcare, micascisto) sciolto o debolmente cementato, rari i ciotoli - verso base aumento del tenore micaceo e argilloso a scapito della ghiaia; ovunqne distinto color giallognolo-ocraceo e scarsa coesione	Deposito limnico con residui marginali di alluvioni	
258	2 - 10	a·g	Ciottoli e ghiaia arrotondati (specie cristalline) fortemente cementati con argilla grigio-bluastra, al tetto; inserzioni di argilla pura o più arenacea, lenti isolate di sabbia micacea con ciottoli levigati e qualche trovante; verso base diminuiscono ghiaia e ciottoli a favore di argilla sabbiosa in banchi compatti	Deposito lacustre-alluvionale a stratificazione alternante	Sedimenti fluvio-lacustri Dfl
248	0 - 18	mo	Argilla, ghiaia e sabbia, debolmente consolidati; cumuli locali di sabbia; grossi blocchi e ciottoli immersi in argilla arenacea compatta, consistenza varia	Morenico laterale	Dep. glac. Dg
230	—	pf	Porfirite biotitica grigio-violacea massiccia	Coltre effusiva permiana	Roccia in posto
225	—	ms	Micascisto quarzifero assai compatto	Zoccolo autoctono ercinico	

L'orizzonte delle torbe (t) ben marcato dallo spessore dell'elemento organico e dalla base sabbio-argillosa costituisce un'assisi caratteristica di ristagno lacuale, mentre il suo lieve avvallamento nella zona fra l'ufficio postale e il pontile palesa meglio di ogni altro strato la depressione d'assestamento della coltre sedimentaria nella conca valliva d'erosione escavata nel fondo roccioso.

La distinzione costante del colore delle sabbie argillose nei depositi sottostanti (Dl ocra-giallognolo, Dfl grigio - bluastro) riflette una differenza tipica tanto nell'equilibrio di combinazione degli ossidrati disciolti nelle acque di fluttuazione quanto nelle rispettive circostanze di formazione; in ambedue i casi sono da aggiungersi altri fattori ancora imprecisati.

Il passaggio continuato da facies a facies avverte poi un'intensa attività di rimaneggiamento periglaciale simultaneo alla deposizione dei sedimenti. Così i ciottoli e i blocchi accatastati a quote superiori al morenico (mo) oppure vaganti nell'uniforme distesa argillo-sabbiosa a quote diversissime, in quantità altrettanto varie, riproducono con ogni verosimiglianza non solo il carattere fluvio-lacustre della sedimentazione ma anche gli effetti di colate di pietre dai pendii rocciosi esposti a gagliarda insolazione e desquamazione — il che ben si accorda con la identità di specie rocciosa rispetto al tergo di monte. L'intreccio di queste varie manifestazioni dei processi erosivi ed edificatori si può comunque individuare con migliore certezza nelle assisi superiori, possedendo queste differenze qualitative e spaziali di maggior risalto.

Ci fu così possibile stabilire l'esistenza di due importanti superficie di discontinuità in seno alla massa detritico sedimentaria più recente: l'una inferiore decorrente fra le testate dei depositi fluvio-lacustri e lacustri, e gli accumuli del morenico franato (S1); l'altra superiore tra la falda assunta da questi ultimi, degradata secondo le molteplici azioni d'ambiente, e le moderne colmate artificiali (S2). Quanto alle altre superficie analoghe (p. es. fra morenico [mo] e i depositi Dfl-Dl, oppure fra [mo] e roccia in posto) va rilevato che esse poterono fungere come piani di discontinuità labile unicamente all'inizio della deposizione, poichè l'ulteriore diagenesi tolse loro quel carattere; infine anche eventuali banchi proclivi al rifluimento e alla rottura interna non risultano avere azionato ingenti movimenti di massa, data la regolare continuità stratigrafica che si potè ancora constatare nelle varie assisi assieme alla normale potenza.

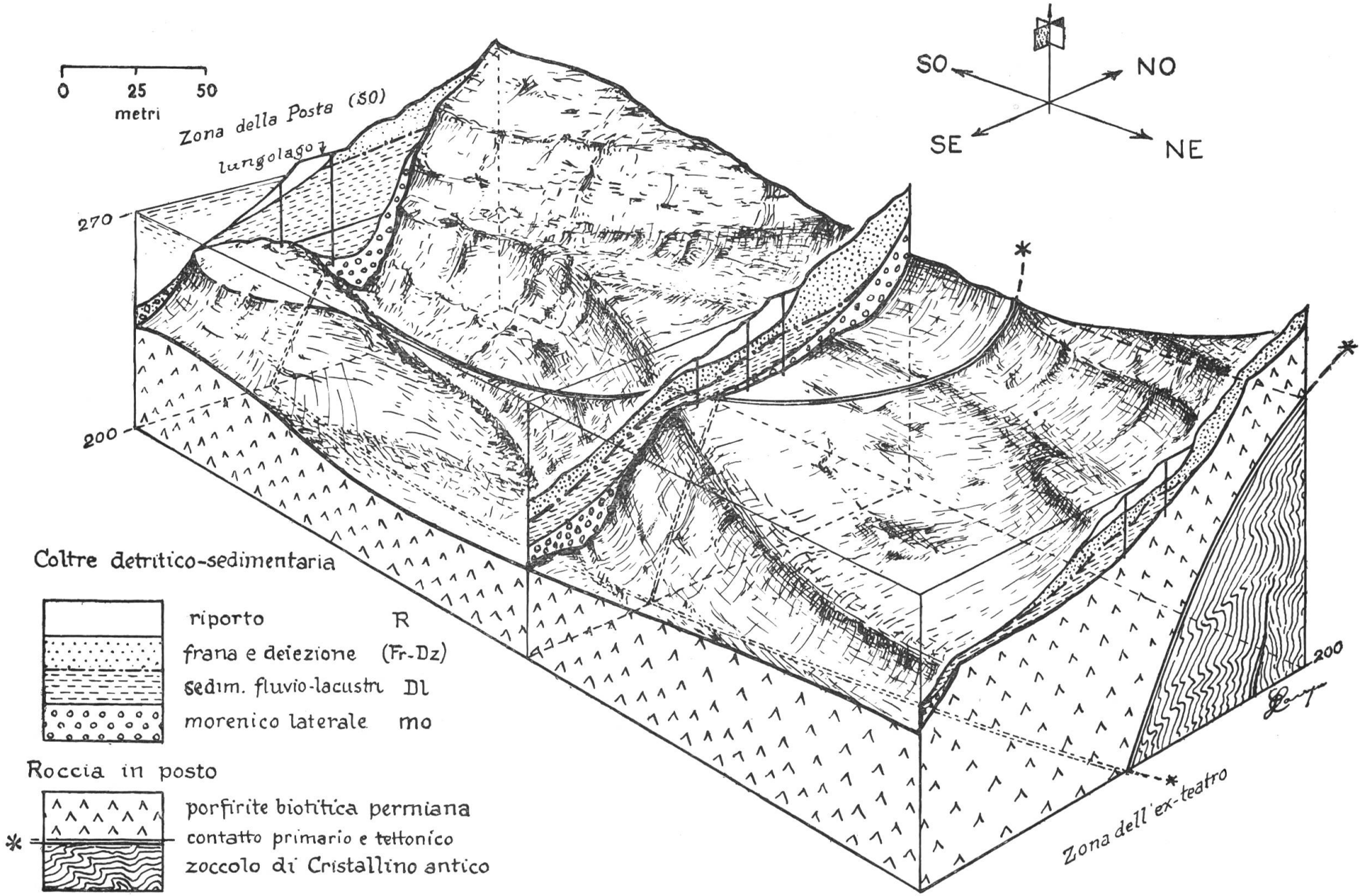


Fig. 2 = La distribuzione della coltre detritico-sedimentaria sul fianco sud-est di Morcote (punta meridionale dell'Arbostora)

Tutti gli slittamenti subacquei o i franamenti verificatisi finora lungo questa riva morcotense sono — a nostro avviso — da ricondursi all'assestamento degli ultimi depositi e alla naturale stabilizzazione dei due orizzonti di discontinuità or ora visti, in relazione al loro equilibrio sulla scarpata frontale subacquea. Non è infatti mera coincidenza che il già citato franamento del 1862 abbia avuto luogo proprio là dove il sostrato roccioso (porfirite) è più alto e più vicino alla superficie (zona dell'ex-teatro, corrispondente alla soglia valliva a quota 255) e nell'ordine di tempo poco dopo la costruzione della strada Melide-Morcote (1854-1855) [1]. Si deve pertanto sottolineare l'importantissimo fatto che la massa franata e deiettiva (Fr-Dz) di questa zona taglia in pieno le testate dei sedimenti lacustri (Dl) e lo stesso tetto indurito del complesso fluviolacustre (Dfl) aprendo la via ad ulteriori scivolamenti frontali non appena se ne offra l'occasione. E così avvenne, giacchè ai cedimenti delle zone retrostanti — naturalmente nè osservati nè, forse, percepiti — seguì dopo un certo lasso lo scivolamento a cucchiaio del margine ripario in cui lo spessore delle assisi sedimentarie è minimo, e data l'erosione frontale si trova esposto più facilmente a rimozione lungo i piani S.

Quanto al piccolo franamento del marzo 1940 avvenuto a ponente del pontile d'approdo si può osservare che non solo il cumulo franoso (mf) ma tutta la serie sedimentaria sottostante raggiunge in questa zona la massima sporgenza verso il lago, ed in conseguenza la giunzione o l'intersezione dei due piani di discontinuità avviene prima dell'intaglio del terrazzo indurito (Dfl), motivo per cui la circoscrizione naturale delle masse cedute al movimento è assai limitata — così come realmente si verificò. Oltre alle diverse resistenze delle singole com-

---

[1]) Si osservi a questo riguardo che, per varie ragioni, durante la costruzione venne eseguito un allargamento verso il lago maggiore di quello progettato, valendosi poi come sostegno nei tratti più incerti di una palificazione secondo lo stile di allora e oggi ritrovata in minime tracce all'orizzonte delle torbe. Ora tutto questo nuovo diagramma di carico non poteva non influire sui modesti quantitativi di detriti naturali deposti, in fasi diverse e successivamente modificati dai riporti dei primi abitatori rivieraschi. La necessità di un nuovo assestamento non solo superficiale ma interno alle masse incoerenti era inevitabile lungo i predetti piani di discontinuità e sotto l'effetto delle oscillazioni del livello del lago sulla variazione del contenuto in acqua nel rilevante volume dei vuoti. Accenniamo infine a una notizia storica locale, secondo cui le prime sedi dell'abitato di Morcote erano situate a quote superiori e solo col secolo XVI° si trasportarono lungo la riva lasciandosi precedere da ubertosi vigneti.

pagini stratigrafiche concorrono al raggiungimento di nuovi equilibri statici delle masse in precedenza stabilizzate gli orizzonti di discontinuità (S) solo in quanto offrono l'ambiente propizio a modificazioni, sia pure marginali, delle qualità fisiche degli strati in contatto discordante.

L' impulso a simili variazioni vien favorito d'altra parte dalla concomitanza di particolare capacità d'assorbimento idrico delle inserzioni arenacee: infatti dai dettagli idraulici rilevati di pari passo con la trivellazione si costatò la presenza di acque risalenti (in parte artesiane) interferite sia ai livelli del piano S1 sia alla quota del terrazzo Dfl. La porosità e il declivio della massa (Fr-Dz) giustificano peraltro la possibilità di imbibimento idrico dal tergo roccioso e la conseguente resa del medesimo a livelli inferiori al pelo del lago; per contro la spiccata impermeabilità del tetto cementato del terrazzo Dfl [1]) spiega a sufficienza l'origine di una falda freatica, facile ad assumere il carattere artesiano dopo l' intersezione dei piani S che ne deviano l'estensione e il percorso.

A queste relazioni locali di causalità si unisce e si sovrappone tutta l'azione catalitica delle condizioni idro-climatiche riassunta nelle oscillazioni del livello del lago, come motivo esterno di non scarsa portata e già oggetto di lunghe discussioni [2]).

* * *

A completare le particolarità geologiche sin qui viste lungo le rive nord del bacino di Morcote, gioverebbero assai indagini analoghe nell'insenatura di Porto Ceresio, senonchè i dati in proposito mancano, nè sappiamo se esistano. Riportiamo perciò — quasi appendice supplente — alcune indicazioni raccolte intorno alla sponda di Brusino-Arsizio.

Tutta la riva sud dalla punta di Poiana al confine italo-svizzero è formata dalla base della coltre effusiva di porfirite

---

[1]) Nel complesso fluvio-lacustre (Dfl) la maggior cementazione verso il tetto potrebbe far supporre un residuo di terrazzo fluvio-glaciale. A parte la posizione altimetrica poco favorevole, detta possibilità è improbabile sia per la limitazione di spazio in cui venne costatata, sia per la continuità dell'argilla sabbiosa e bluastra che domina verso la base.

[2]) Si consultino le interessanti notizie storiche dell'Anastasi (1, p. 47 - 67) nonchè le varie documentazioni presso l'Ufficio tecnico comunale di Lugano e il Servizio federale delle acque a Berna.

che sostiene la vetta del San Giorgio, e soltanto poco dopo il confine in località Poncia si trova un piccolissimo affioramento di scisti cristallini, previo l'intermezzo verso la stessa porfirite di un lieve strato del più antico tufo vulcanico basale (15, p. 2-4). La falda rocciosa sovrastante presenta un regolare terrazzamento sino ai sistemi inferiori XI - XII - XIII, al di sotto dei quali iniziano le tracce del forte lavorìo di degradazione ad opera delle alluvioni torrentizie, accompagnate localmente da piccoli franamenti.

La piattaforma sporgente di Brusino viene così a costituire l'accumulo massimo depositatosi allo sbocco della Val del Molino, ossia del più profondo intaglio erosivo attuato nel dorso porfiritico di questa zona. Secondarie colate torrentizie divaricanti verso il lago dànno a riconoscere la continua attività demolitrice qui svoltasi sino ai nostri giorni e che ancora rivive durante impetuosi nubifragi. Il margine ripario di questa deiezione fu perciò soggetto a reiterati frazionamenti in precedenti epoche e soltanto del più recente si hanno scarse notizie [1]). Quest'ultimo però non rappresentava che la fase conclusiva di più ampi scoscendimenti frontali, interessanti tutto il margine a ponente del pontile. Con le trivellazioni operate su parte di detto margine, a lato del franamento del 1891 e in preparazione al consolidamento di sponda, si potè assodare la scarsissima coesione del materiale qui deposto dalle alluvioni torrentizie alle quote superiori, la spiccata declività verso il lago e il forte spessore dei detriti che persistono ancora a notevole profondità.

[1]) La mattina del 14 febbraio 1891, a complemento di un periodo di generale siccità e di magra del lago, si osservavano alcune profonde screpolature sulla strada del lungolago, e poco dopo il tempestivo sgombero delle abitazioni adiacenti, una rilevante superficie di riva pianeggiante assieme a parte di alcune case veniva inghiottita dalle acque del lago. Ricorda questo evento uno schizzo planimetrico di Giov. Polli, conservato nella sala d'adunanza della Casa parrocchiale, e gentilmente indicatoci dal sindaco sig. Enr. Polli.

Rammentiamo ancora come l'abitato sul lungolago data non più d'un secolo fa, mentre il centro del villaggio risale al secolo XVI°, epoca in cui si costruì l'attuale Chiesa parrocchiale. Il primitivo villaggio si adagiava più a monte, circa alla quota dell'odierna passerella sul riale principale, e soltanto dopo la devastazione totale di un incendio (vedi il prefisso « Brusino ») si pensò ad una ricostruzione più a riva. Tanto riferiscono gli anziani del villaggio e ciò in perfetto accordo con l'analogo sviluppo di Morcote (vedi nota pag. 39). Questi rapidi accenni lasciano intravedere come il fianco di ponente del conoide fosse evitato, appunto come ambito più esposto alle irruzioni torrentizie. Oggi ancora i canali di scolo meteorico si distinguono per la quantità di materiale convogliato alla foce.

Si tratta infatti della sovrapposizione dei residui di varie colate deltizie, a carattere discontinuo nella stratificazione e in parte anche deformata dai successivi cedimenti di tutto l'ammasso. Sotto a una rilevante coltre di riporto artificiale recentissimo (colmate riparie del 1890-95 con grossi macigni di calcare liassico trasportati da Caprino) ed antico, si rinvengono i resti delle palificazioni sussidiarie immersi in cumuli di ghiaia porfiritica di media grossezza alternanti con banchi di sabbia ruvida e dilavata. La successione prosegue con l'aggiunta di ciottoli spigolosi, e con strati di sabbia fine, talvolta fluente e risalente fino a quota 245 senza accennare alla minima tendenza di cementazione o di generico miglioramento della compattezza; solo di quando in quando qualche grosso blocco di porfirite rosso-vinata o di dolomia calcarea chiara (mesotrias) interrompono la serie monotona e irregolare dei detriti torrentizi. La provenienza di questo materiale dal tergo roccioso è fuori dubbio e conferma un periodo di intenso rimaneggiamento erosivo — forse preceduto da più ampi fenomeni periglaciali stadiali — comunque in atto per lungo tempo.

b) Bacino di Ponte Tresa

Esaminando le prerogative del laghetto di Ponte Tresa sarebbe interessante poter disporre di accertamenti in più punti del suo contorno ripario, talvolta ancora paludoso e popolato di rigogliosi giuncheti. Finora però non si eseguirono ricerche di profondità; soltanto le zone di sbocco dell'immissario di Lavena e dell'emissario di Ponte Tresa vennero sottoposte ad assaggi di lieve immersione, sempre in vista delle opere costruttive inerenti alla regolazione delle acque del Ceresio [1]).

Nello stretto lembo di riva elvetica fra Torrazza la Fornace (imbocco di ponente del canale di Lavena) furono riscontrati sotto ai recentissimi depositi lacustri con prevalenza di argilla bruno-verdastra, gli orizzonti ormai tipici delle torbe, riposanti su materasso sabbio-argilloso, e situati fra le stesse quote viste nel bacino di Morcote (266-264,5); seguono poi alla base strati di sabbia e argilla, più o meno frammisti di ghiaia e ciottoli, a color ocraceo.

---

[1]) Come per la zona del ponte-diga di Melide non possiamo riferire qui che gli elementi più generici atti a rientrare nell'ambito delle annotazioni puramente geologiche inerenti a questo scritto, e nella forma più succinta — il tutto per motivi evidenti di ordine tecnico. (Cfr. nota 1, pag. 35). Quanto alle profondità notiamo che non si scese al di sotto di quota 258 tranne che in un sol punto (254).

Indagini analoghe condotte nell'ambito di emissione del torrente Tresa hanno potuto confermare l'estensione degli stessi orizzonti sedimentari fin sotto alle arcate del ponte stradale di confine. Qui infatti la sabbia grigio-nera mista a torba sovrasta a quota 266 un banco di sabbia argillosa arenacea, allo stesso modo che a Torrazza e Morcote. Al suo graduale assottigliamento verso occidente sotto l'alveo della Tresa segue prima una zona dilavata (sabbia argillosa grigio-chiara) poi la scomparsa definitiva a favore delle deiezioni di sabbia e ghiaia di stampo deltizio, discendenti dai fianchi della valle. Resistono invero più facilmente i sedimenti lacustri inferiori fino a quota 260, ma la loro mescolanza con elementi di sedimentazione clastica geologicamente più unitaria nonchè il definitivo sopravvento di questi ultimi si affermano distintamente non appena ci si inoltra nel sottosuolo della valle.

Notizie circa la profondità e la configurazione del fondo roccioso (zoccolo cristallino autoctono) nei punti studiati mancano; solo l'esistenza del terrazzamento erosivo palese nel sistema inferiore XVII conservato su ambedue i fianchi di Ponte Tresa (4, p. 87, carta 2) addita la continuità dell'escavazione fluviale dopo l'inizio della glaciazione quaternaria anche in questo settore. Che un intaglio cuneiforme abbia predisposto l'ulteriore riempimento con detriti in questa stretta d'emissione riesce peraltro plausibile sia in relazione allo sviluppo batimetrico di tutto il bacino in parola, sia in conformità alle forme erosive dominanti in questo settore (si pensi alla bassa Magliasina) all'orizzonte temporale dei sistemi di escavazione posteriori al XVII°.

II · LE ULTIME VICENDE EVOLUTIVE

L'esame delle caratteristiche locali tratteggiate sopra ci consente di passare ora alla ricostruzione più completa — per quanto è possibile allo stato delle cognizioni attuali — della serie degli ultimi fenomeni, per opera dei quali il bacino del Ceresio venne via via assumendo l'odierno aspetto geologico. Naturalmente questo tentativo presuppone lo sviluppo morfologico già delineato nelle minuziose indagini dell'Annaheim (2, 3, 4) [1]; di esso vuol essere solo corollario, derivato peraltro da diversa via analitica, e, in alcuni punti, anche opportuno completamento.

---

[1]) Si rivedano gli ampi e diligenti resoconti dati in questa rivista dal Dott. G. Gemnetti: Boll. Soc. Tic. Sc. Nat., Bellinzona 1937, vol. XXXII, p. 128 - 137.

1 · LE FASI D'EROSIONE

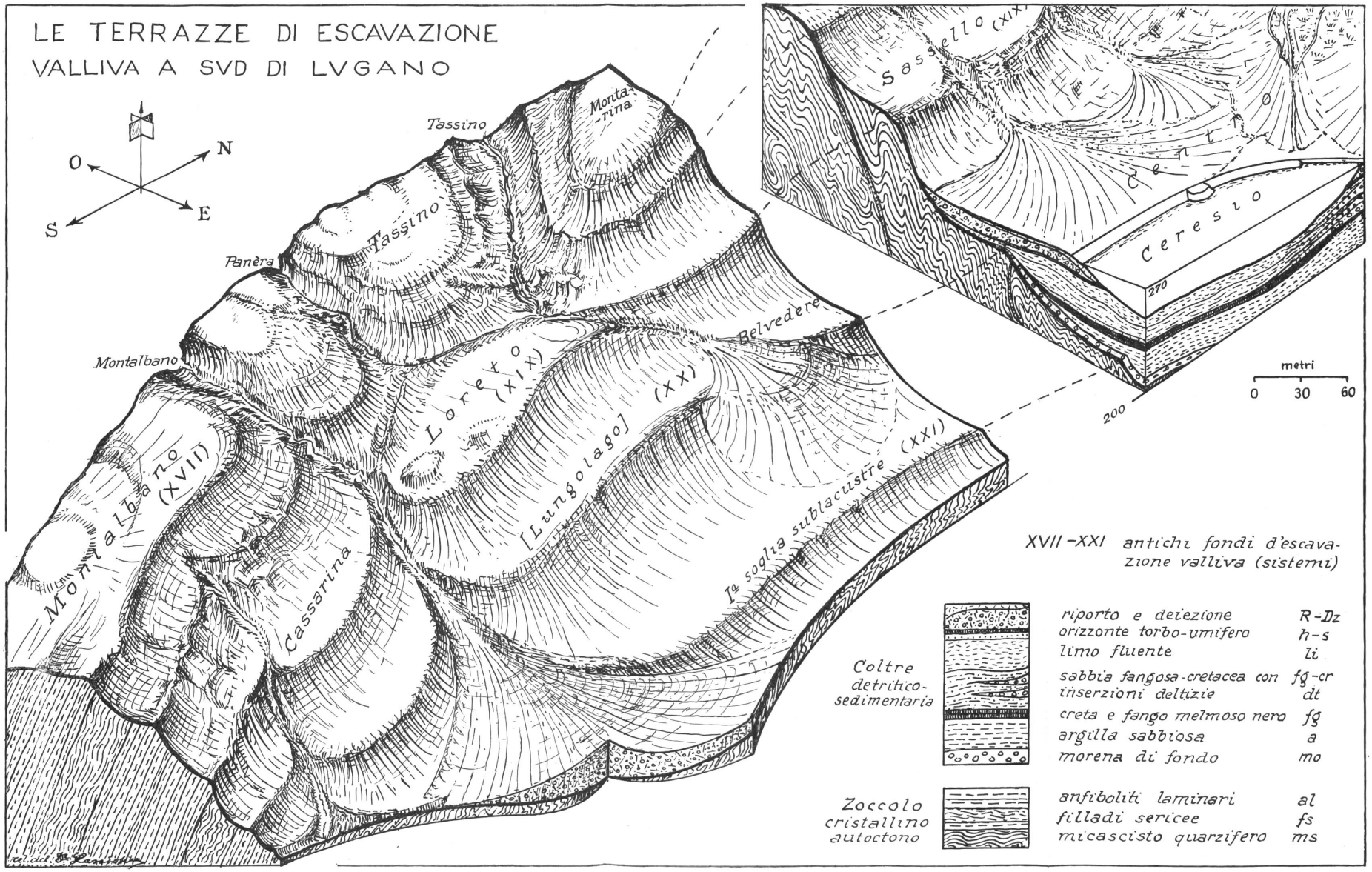
Lo studio delle azioni erosive che condussero alla formazione del nostro bacino si concentra attorno a due particolari momenti morfogenici e storici : l'escavazione delle valli primitive, sicuramente fluviale nel Pliocene, fluviale o fluvio - glaciale nel Plistocene, e l'abrasione glaciale nel Plistocene; quanto alla ulteriore denudazione delle grandi linee avvenuta nell'Olocene conviene rilevarne subito il carattere secondario e locale, e in parte già edificatore nello stesso bacino di accumulo [2]). Dei primi due Annaheim ha specificato in dettaglio la rispettiva importanza assurgendo a una chiara ed esauriente esposizione tanto dell'ordine di causalità che dominò tutta l'evoluzione pliocenica medio-superiore (4, p. 122-125) quanto dell'intensità effettiva del modellamento glaciale immediatamente susseguito (4, 125-137). Vediamo ora se e in qual modo i risultati che si inducono dalla nostra base di osservazioni siano suscettibili di inserirsi in questo grandioso quadro; per il terzo ci rimettiamo al paragrafo successivo (vedi p. 51).

a) L'escavazione valliva

Dall'analisi delle forme di incisione valliva Annaheim perviene alla conclusione che le alpi luganesi preglaciali formavano un elevato sistema montuoso in cui l'azione erosiva fluviale si esercitava in crescente e discontinua evoluzione (4, p. 125). Un carattere peculiare del nostro paesaggio a gradinata fluviale consisteva poi nell'irripidirsi del rilievo vallivo, passando questo dai sistemi superiori del Pliocene inferiore (I-III) — testimoni di lunghe pause di discontinua intensità del sollevamento orogenico — ai sistemi inferiori (XV-XVI) del Pliocene superiore, recanti i segni di accresciuta celerità dello stesso fenomeno endogeno. Anche i rilievi successivi all'irruzione glaciale, subentrata secondo Annaheim dopo il XVI° sistema, avvertono la possibile continuità di escavazione valliva di tipo fluviale anche in pieno Plistocene, tant'è che si rintracciano resti vallivi regolarmente ordinati in sistemi XVII-XVIII-XIX-XX; ma di questi non risulterebbe chiara la genesi (3, p. 222). Orbene le forme d'escavazione

---

[2]) Essendo i limiti e il significato del Plistocene ancora discussi, precisiamo a scanso di inutili confusioni: Pliocene: = Terziario superiore; Plistocene (« Diluvium » delle zone continentali, epoca delle glaciazioni) = Quaternario inferiore; Olocene (anche « Alluvium ») = Quaternario superiore e recente.


LE TERRAZZE DI ESCAVAZIONE
VALLIVA A SVD DI LVGANO
N
O
E
S
Tassino
Montarina
Panèra
Montalbano
Tassino
Loreto (XIX)
[Lungolago] (XX)
Belvedere
Montalbano (XVII)
Cassarina
La soglia sublacustre (XXI)
Sassello (XIX)
Ceresio
270
200
metri
0 30 60
XVII-XXI antichi fondi d'escavazione valliva (sistemi)
Coltre detritico-sedimentaria
riporto e deiezione R-Dz
orizzonte torbo-umifero h-s
limo fluente li
sabbia fangosa-cretacea con fg-cr
inserzioni deltizie dt
creta e fango melmoso nero fg
argilla sabbiosa a
morena di fondo mo
Zoccolo cristallino autoctono
anfiboliti laminari al
filladi sericee fs
micascisto quarzifero ms

nello zoccolo cristallino delle rive sopra descritte, cadono proprio nell'ambito di questa evoluzione plistocenica, conservando assai bene le stesse grandezze caratteristiche annotate dall'Annaheim (4, p. 126). Ecco alcuni dettagli.

Nel golfo di Lugano, tralasciata qualche forma incerta dei quartieri alti della città dovuta al rimaneggiamento frontale dello stadio Melide, si può costatare una decisa persistenza del cornicione vallivo da quota 310 (spianata di Loreto - Bressanella - Cassarinetta) a quota 300 (spigolo affiorante sotto l'apparato detritico di Guidino Inferiore). Inoltre a circa 40 m. di dislivello segue il pendìo concavo del fondo cristallino di nuovo con soglie gradinate prima a 270-265, poi a 230-225, marcate ambedue per buon tratto del lungolago. Che questi rilievi possano considerarsi resti di antiche idrografie fluviali alla pari di quelli segnalati ad orizzonti analoghi fra Bironico e Ponte Tresa (3, p. 219) non ci sembra punto inverosimile, che anzi la perfetta coincidenza dei dislivelli intermedi fra l'uno e l'altro sistema, associata alla prosecuzione normale degli stessi nella Val di Figino (3, p. 209; 4, carta 2) ci induce a identificare in essi il regolare sviluppo dei fondi diluviali in armonico accordo e parallelismo. Dalla tabella 3

Tab. 3 I sistemi posteriori al preglaciale XVI nel settore sud-ovest di Lugano

Sistemi	Dislivelli nel bacino del Vedeggio	Località con resti distinti e accertati	Quote relative	Dislivello nel bacino di Lugano
XVI		Sabrù - Sacca - Iseo - St. Abbondio (Collina d'Oro)	400-405	
	— 30 —			— 30 —
XVII		S. Grato - Montalbano - Giroggio Piana; Moncucco - Gemmo - Soldino; Morchino (Paradiso)	370-375	
	— 30 —			— 30 —
XVIII		Ronchetti di Muzzano - Crosigia - Viglio - Panèra - Besso - Calprino - Guidino superiore	340-345	
	— 30 —			—30-40—
XIX		Loreto - Bressanella - Cassarina - Guidino Inferiore	310-305	
	— 40 —			— 30 —
XX		Primo gradino sublacustre del lungolago di Lugano ‹Belvedere›	270-265	
	— 40 —			— 40 —
XXI		Secondo gradino sublacustre del lungolago di Lugano	230-225	

evade chiaro il persistere delle forme di incisione valliva nello zoccolo cristallino a tergo di Lugano, così come sui fianchi della Collina d'Oro orientale (vedi tavola 1). Infatti l'esistenza dei sistemi posteriori al XVII° — l'ultimo indicato da

Annaheim nell'immediata adiacenza di Lugano — collima tanto con il normale irripidimento dell'escavazione fluviale (pendici più erte e spigoli ravvicinati in proiezione verticale) quanto con l'ubicazione degli attuali resti lungo intagli vallivi secondari (laterali del Cassarate a ridosso del colle di separazione verso la Val di Figino: Tassino, Panèra, Montalbano). I caratteri regressivi del fondo di Pura (XVIo, 4, p. 110) si delineano con maggior vivacità in queste unità più recenti che continuano l'azione escavatrice in una cerniera di filladi ripiegate e di per sè più facilmente erodibili delle testate anfibolitiche dei precedenti fondi. Anzichè stimare poco significante l'erosione fluviale di questo periodo posteriore all'ultimo preglaciale (4, p. 127) ci sembra per contro necessario rilevare la sua ragguardevole intensità ed efficacia, ad onta del modellamento glaciale. Del resto segni analoghi si ritrovano nettamente marcati anche nel bacino di Morcote, anzi a Morcote stesso. Già Annaheim notò qui la coincidenza dei sistemi XII e XIV delle primigenie vallate del Vedeggio e del Cassarate (4, p. 88); ora le nostre osservazioni ci permet-

Tab. 4 **I sistemi d'escavazione posteriori al XIV preglaciale a Morcote**

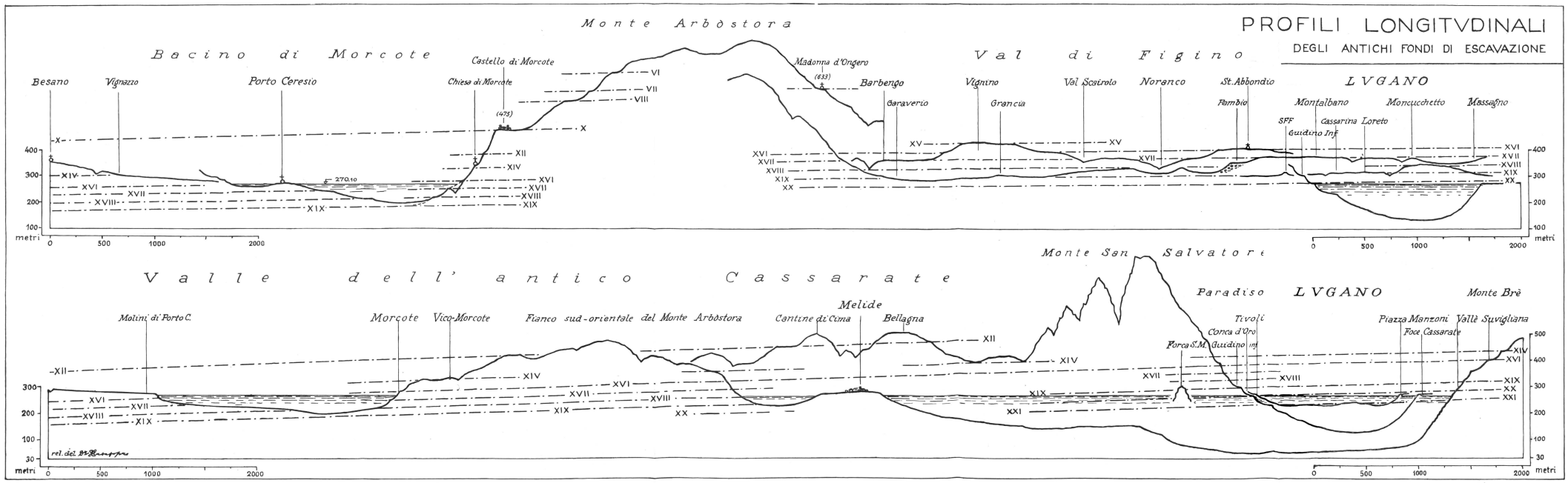
Sistemi	Dislivello medio	Località	Quota
XIV	30	Fra Vico-Morcote e Morcote, contrada Moro sotto Cuasso	335-330
XV	20	— — —	[305]
XVI	30	— — —	[285]
XVII	30	Zona dell'ex-teatro di Morcote	255-250
XVIII		Zona della posta a Morcote	225-230

tono di completare la successione dei sistemi posteriori a quelli, così come segue nella tabella 4 (cfr. anche fig. 1 e 2, p. 32 e 38).

Dell'effettiva realità di questo concatenamento erosivo ci si può meglio render ragione prendendo in esame lo sviluppo longitudinale dei vari sistemi in questa vallata dell'antico Cassarate, fra Lugano e lo sbocco sul bordo meridionale delle Alpi presso Brenno-Arcisate. Adottando gli stessi dislivelli intermedi e gli altri dati di ricostruzione (pendenze e quote) riportati da Annaheim (3, p. 274 e 4, p. 94-95) possiamo ottenere l'accordo figurante nella tabella 5.

PROFILI LONGITVDINALI

DEGLI ANTICHI FONDI DI ESCAVAZIONE



Tab. 5 Lo sviluppo dei sistemi XIV-XXI da Lugano a Brenno nella vallata dell'antico Cassarate

Sistemi	Dislivelli medi	Quote rispettive a			Osservazioni
		Lugano	Morcote	Brenno	
XIV	30	[450]	335	⟨280⟩	1) Fra parentesi tonde le quote dei resti non rinvenuti; fra le quadre quelle inesistenti. 2) Per le quote a Brenno, fino a sistema XVI, vedi 4, p. 95. 3) Le quote mancanti corrispondono a livelli molto probabilmente non raggiunti.
XV	20	[420]	⟨305⟩	⟨250⟩	
XVI	30	400	⟨285⟩	⟨230⟩	
XVII	30	370	255	—	
XVIII	30	340	225	—	
XIX	40	310	205	—	
XX	40	270	—	—	
XXI		230	—	—	

In questo specchietto comparativo dobbiamo rilevare che sulla intera tratta Lugano-Brenno si è conservata una declività costante per i vari sistemi, così come costata Annaheim per l'intera serie dei sistemi (4, p. 72).

La pendenza media di 8,5 ‰ qui ammessa può valere però soltanto per il tratto Morcote-Brenno, poichè per il precedente Lugano-Morcote si è dovuto riconoscere la necessità di un aumento fino alla media di 11,5 ‰. Ciò si accorda sia con il naturale incremento del declivio quanto più si risale verso nord, sia con la pendenza tipica del sistema di Pura (XVI) nella val di Figino (10 ‰ [3, p. 209]). Quanto alle forti declività dei sistemi XVII-XIX proprie della vallata del Vedeggio (risp. 25-32 ‰ [3, p. 196]) si deve osservare che esse non possono applicarsi senz'altro alla tratta del Cassarate (Lugano - Morcote) essendo la zona relativa di sviluppo longitudinale dei sistemi in ciascuna vallata ben diversa. Nel bacino del Vedeggio queste pendenze elevate si riscontrano solo nelle zone superiori di cattura (attacco regressivo dell'erosione) mentre più a valle discendono alla media di 10 ‰ (4, p. 84). Analogamente deve ritenersi valido il fatto anche per la bassa valle del Cassarate (Lugano-Morcote) dove i residui dei sistemi si trovano in zona di erosione meno intensa, simile a quella del basso Vedeggio (Taverne - Ponte Tresa). Infine la stessa pendenza media (11 ‰) dei sistemi XVII-XIX quale si ravvisa nella val di Figino conferma la realità della pendenza risultante dal raccordo suesposto (vedi tavola 2 dei profili longitudinali); essa resta comunque inferiore al declivio più ac-

centuato nella valle dell'ex-Cassarate, trattandosi di una via secondaria, laterale al primitivo decorso fluviale.

* * *

Passando ad esaminare il problema dell'età di queste recenti unità di escavazione valliva possono sussistere le conclusioni di Annaheim secondo cui il sistema XVI segna l'estremo limite dell'incisione preglaciale (Tardo Pliocene, [4, p. 98-99]) ond'è che i sistemi posteriori (XVII-XX) cadono nel periodo diluviale (Plistocene). Con ciò non si asserisce tuttavia che il carattere dell'erosione valliva sia mutato da sicuramente fluviale nel Pliocene a fluvio-glaciale o semplicemente glaciale nel Plistocene. L' incertezza genetica lasciata sussistere per queste ultime unità erosive risalirebbe al contrasto di forme allo sbocco della val d'Isone nella vallata del Ceneri (4, p. 99), alla loro conservazione limitata al solo bacino del Vedeggio (4, p. 99), infine alla caratteristica glaciazione luganese in tutto autoctona, dove la penetrazione della massa congelata nelle valli secondarie avviene in senso inverso alla declività del fondo (4, p. 100). Notiamo al proposito che le nostre osservazioni — per quanto scarse — completano questi risultati, permettendo di stabilire una chiara continuità dei resti dei sistemi vallivi posteriori al XVI° anche nella vallata del Cassarate. Ricollegandosi infatti questi ai medesimi rilevati dallo stesso Annaheim nella val di Figino (3, p. 207; 4, carta 2) si profila il legame iniziale che dovette esistere fra l'approfondimento graduale delle due valli, esattamente parallele fino alla rispettiva confluenza in quella del Vedeggio (a Figino e a Morcote). Questa circostanza amplifica notevolmente la portata dell'escavazione valliva di tipo fluviale, posteriore al sistema di Pura (XVI), e ci sembra sostenere l'idea — sinora solo incidentalmente accennata (4, p. 126) — di poter identificare nei tre sistemi XVII - XVIII - XIX i livelli di tre unità vallive d'erosione fluviale, evolutesi nei periodi interglaciali, allo stesso modo in cui venne riconosciuto plausibile il fenomeno per i terrazzi coevi del Vallese da W. Staub e Machatschek (13). Potrebbe anche includersi in questa serie interglaciale la escavazione dei successivi XX e XXI, in quanto dopo il ritiro definitivo della glaciazione sembra assai verosimile una ulteriore incisione fluviale, sia pure limitata ai soli bacini settentrionali di Lugano ed Agno.

D'altra parte se per considerazioni d'indole stratigrafica-tettonica, riguardanti la deposizione delle argille plioceniche

di Balerna [1]) sulla base di erosione anteriore al Pliocene medio si dovesse abbassare il livello di detta base a quote inferiori, l'anomalia delle forme addotta per il limite preglaciale XVI non verrebbe intaccata ma potrebbe ammettere l'inclusione del sistema XVII nel tardo Pliocene, continuando a sussistere la stessa cronologia generale. Se poi si tien presente che il decorso dei vari sistemi — indifferentemente dalla loro epoca di formazione — è costantemente parallelo e normale sino agli inferiori XIX - XX, si deve riconoscere che il sollevamento postpliocenico (4, p. 119) delineatosi con chiara traiettoria trasversale est-ovest ha potuto interessare la nostra regione ad escavazione ultimata o già fin dagli inizi della glaciazione stabilendo nella zona del Ceneri quella tipica anomalia di forme tra i sistemi XVI e XVII, che vien scemando sempre più verso sud. In ogni caso simile sviluppo nulla toglie all'ultimo assetto tettonico mediante il quale si determinò il contatto discordante fra il Pliocene marino e i conglomerati di Pontegana (21, p. 214-16).

In sostanza, riuscendo improbabile l'attribuzione degli ultimi sistemi d'escavazione valliva all'epoca preglaciale, (tranne forse il XVII), di fronte alla continuità e al parallelismo che li contraddistinguono in ambedue le grandi vallate luganesi (Vedeggio e Cassarate) simultaneamente al carattere d'erosione fluviale, non resta che la loro inserzione nei periodi di escavazione interglaciale, e ritenerli pertanto d'età plistocenica.

b) L'abrasione glaciale

La congruenza esistente fra le linee di maggior deflusso glaciale e l'approfondimento diluviale (p. es. Val di Porlezza-Campione) induce Annaheim ad attribuire notevole importanza all'abrasione glaciale in genere (4, p. 130) e all'erosione laterale in particolare (4, p. 132). I residui delle cornici vallive esprimono ora le circostanze di adattamento spaziale della massa di ghiaccio alle rispettive sezioni trasversali del profilo di valle, in quanto dalle variazioni di queste ultime e dalle diffluenze del ghiacciaio dipende chiaramente la loro conservazione. In simil ordine evolutivo si inseriscono agevolmente le nostre osservazioni circa l'intensità modellatrice delle masse

[1]) Il piano preciso di queste argille non è stato ancora stabilito e dovrebbe oscillare fra l'Astiano e il Plaisanziano. Secondo una recente pubblicazione sarebbe in corso una determinazione esatta (21, p. 217); si confronti nondimeno il lavoro del Dr. O. Panzera apparso in questa rivista, 1934, vol. XXX, p. 90 - 99.

glaciali sui più recenti fondi vallivi del golfo di Lugano e della punta morcotense dell'Arbostora. Ambedue le località cadono nella zona di tangenza dei bracci di ghiacciaio dell'Adda e del Ticino: qui l'abrasione laterale fu pertanto irrilevante nelle fasi di massima espansione (würmiense inclusa) e maggiormente possibile negli stadi di ritiro, a seconda delle circostanze suddette.

A Lugano la morena di fondo che in forte e salda compagine ricopre le soglie gradinate dello zoccolo cristallino ripete con insistenza la scarsa abrasione sia sul fondo che ai lati di queste (cfr. p. 30); lo stesso zoccolo è poi situato sul fianco nord della piega del braccio glaciale di Porlezza, urtante contro il blocco dolomitico del S. Salvatore, onde l'allargamento improvviso della sezione trasversale verso NO favoriva l'espansione glaciale in questo senso, ma ne rintuzzava l'acuità erosiva. Rispetto all'azione del braccio cenerino è evidente la sua inefficacia, quando si pensa che la sua retrocessione doveva precedere — nello spazio — quella del collega abduano (4, carta 2). Ci sembra perciò fondato l'asserire che l'abrasione glaciale nell'area luganese sin qui considerata si è limitata semplicemente a plasmare più dolcemente le rudi forme erosive della escavazione fluviale.

Nel modellamento dello stesso zoccolo roccioso a Morcote appare tipico l'incavo a monte, su ambedue i fianchi della punta meridionale del Castello: esso esprime il caso opposto di Lugano, mostrando cioè l'incremento dell'erosione laterale a seguito dello sforzo opposto alla massa dei due bracci del ghiacciaio dalla rispettiva sezione dei tronchi di valle e dal rallentamento di deflusso per effetto di pressione laterale reciproca, avvenuto poco più a sud. E' interessante rilevare come detto incavo perdura sul fianco di Morcote sino all'orizzonte dei sistemi più bassi (XVII e XVIII), dove il morenico laterale avverte recente accumulo detritico; nondimeno, lo sperone porfiritico che emerge a valle ritrae ancora la persistenza del primitivo intaglio erosivo (valle collaterale del piano XVIII, cfr. p. 33). Questa erosione laterale può ascriversi principalmente a quelle fasi di espansione glaciale media, quando la diffluenza del braccio abduano di Morcote verso il ramo fratello di Capolago (attraverso la soglia del Crocifisso) non poteva più aver luogo, così come avvenne allo stadio di ritiro 1, (S. Pietro, [4, p. 33]), il tutto in evidente relazione con la conseguente riduzione della sezione trasversale di deflusso.

Sul fianco sud-est dell'estrema punta dell'Arbostora si è dunque svolta un'intensa erosione laterale ad opera del ghiac-

ciaio (incavo arcuato verso monte) senza però menomare il precedente intaglio vallivo, non solo preglaciale (X - XVI) ma eziandìo interglaciale (XVII-XVIII-XIX). Assieme alla situazione nel golfo di Lugano questa conclusione rinsalda l'asserto — già esposto da Machatschek per il Vallese (13, p. 369) — secondo cui gli effetti morfologici dei periodi interglaciali sono stati di natura erosiva fluviale assai più spiccata che non il modellamento delle masse glaciali immediatamente precedenti o susseguenti, — quest'ultimo essendosi limitato nella nostra plaga luganese a punti singolari. Pur vedendoci così allontanati dall'opinione di Annaheim che ritiene invece i periodi interglaciali responsabili solo di insignificante approfondimento vallivo (4, p. 138-139) non possiamo che sottolineare la necessità della condotta evolutiva testè riconosciuta, giacchè in caso contrario non rimarrebbe che l'inclusione dei sistemi inferiori XVII-XX nel periodo pre-glaciale — cosa abbastanza inverosimile dopo quanto si disse sopra. Il grandioso movimento di masse detritiche che accompagnò l'erosione fluviale interglaciale non può aver sopraffatto l'escavazione e il trasporto stesso delle acque che riuscirono a scolpire nel fondo roccioso e sui fianchi di valle cornici e scarpate concave di schietto tipo fluviale, oggi ancora resistenti ad ogni conato demolitivo [1]). Ulteriori accertamenti potranno in avvenire confermare o meno la tesi di una *escavazione fluviale interglaciale nel bacino del Ceresio,* nonchè della relativa limitazione dell'abrasione glaciale verso cui ci conducono le attuali ricerche: per ora non riteniamo di potervi dissentire.

2 · LA SEDIMENTAZIONE NEL BACINO DEL CERESIO E IL RELATIVO REGOLAMENTO IDRICO

Si accetta abitualmente che i fondi vallivi racchiudenti il lago odierno siano ricoperti di un leggero strato di melma (1, p. 23; 4, p. 127), e, ad eccezione di qualche accumulo locale, quasi a ricorrenza, di quelli più imponenti verificatisi alle estremità sud (Besano e Capolago), nulla più. Che una simile

---

[1]) Gli scivolamenti che secondo Annaheim si sovrappongono alle deposizioni detritiche nel rallentare l'incisione valliva fluviale durante i periodi interglaciali non possono in alcun modo aver agito con tale funzione nei bacini di Lugano e di Morcote (4, p. 139); ancor meno appropriati a tal fine risultano gli scivolamenti riparii del tipo Morcote 1862 (cfr. sopra p. 39). Le acque che incisero le cornici vallive inferiori al piano XVI poterono sicuramente operare lo sgombero delle vallate così ostruite, ciò ancor più quando si rammenti che non si ritrovano tracce dei depositi interglaciali già a quote superiori (4, p. 30).

concezione disdica al naturale sviluppo del lago dai periodi postglaciali a tutt'oggi sembra ventilare fin dal primo sguardo che si dà alla carta topografica, ma la stessa si rivelerebbe ancor più irreale qualora si passasse all'osservazione sistematica dei depositi riparii e del fondo centrale. Quale messe di preziose indicazioni ci potrebbe fornire lo studio comparato del limnobio e delle facies di sedimentazione nei resti di non meno di 10.000 - 20.000 anni fa!...

Le nostre ricerche essendo condizionate a diverse circostanze di rilevamento non ci consentono tanto, ma indubbiamente ci permettono di incominciare almeno a decifrare un periodo di recente evoluzione, rimasto sinora negletto. Attraverso l'esame di alcuni tratti di margini riparii, sebbene limitati a piccole strisce, abbiamo potuto avvertire l'esistenza di una regolare sedimentazione lacustre del Ceresio nei vari bacini di Lugano, Morcote e Ponte Tresa, massima fra l'altro nel primo di essi, e immediatamente precedente la stabilizzazione del livello alla quota d'orizzonte odierno. Non possiamo invero scorgere tutta l'ampiezza di questo fenomeno fino dai suoi inizi, sia per la disparità dei vani, sia per la diversa funzione svolta durante il regolamento idrico; tant'è che resta ancora una lacuna nella descrizione dei depositi e delle fasi comprese fra l'ultima scomparsa della massa glaciale e la sedimentazione degli strati inferiori, alle quote raggiunte dalle sonde (transizione post-würmiense). Nondimeno la ricostruzione dell'antico ambiente lacuale acquista nuovi aspetti se appena si considera la successione delle formazioni geologiche che si riflettono nei terreni superiori a questi orizzonti.

Una comparazione immediata delle varie serie ritrovate in ciascun bacino non può comunque sussistere che a livelli piuttosto vicini all'attuale, poichè il graduale ritiro dei ghiacci nell'area del lago odierno determinava successivamente nuovi ambiti di accumuli frontali, la cui denudazione dava luogo a regimi particolari di sedimentazione quanto più diminuiva il livello generale delle acque. Infine la stessa differenza di profondità d'escavazione esclude a priori la possibilità di rinvenire dovunque i prodotti della sedimentazione più antica.

Nel bacino di Lugano, e principalmente nel golfo, l'unico deposito sicuramente glaciale (morena di fondo) ricopre tutte le forme di incisione valliva da quota 270 a 225, con spessore leggermente variabile, distaccandosi in discordanza dai successivi sedimenti; la sua continuità sino alla piattaforma di fondo è perciò attendibile e forse anche con crescente potenza. Di qui all'orizzonte di quota 225 non si può per ora sapere con

certezza quale sedimentazione abbia prevalso: la natura delle argille sabbiose e micacee (a) abbastanza compatte che terminano a quota 235 chiudendo un determinato ciclo, non si prestano ad identificazione univoca, e possono ritenersi solo in linea generica come depositi fluvio-lacustri (vedi tav. 1, p. 46). Esse rappresentano la fine del periodo di glaciazione, e forse anche il superamento della transizione post-würmiense, caratterizzata da forte interrimento prima e da intenso deposito poi (12). Più verosimilmente possono considerarsi come il fondo di sedimentazione corrispondente al lago post-glaciale con specchio d'acqua a quota 300, individuato da Annaheim all'inizio dello svaso non più da Besano ma da Fornasette (valle della Tresa, 2, p. 500-1). In ogni caso i successivi depositi di spiazzo palustre (fg) e di bacino stagnante (cr) (cfr. tab. 1, p. 25) subito sovrappostisi confermano in modo esplicito il reale abbassamento del livello delle acque dall'ultimo stadio post-glaciale (a quota 300, stadio del delta di Brusata, determinato da soglie moreniche sul bordo alpino e dalla briglia porfiritica di Fornasette) all'orizzonte di quota 235-240. Il precedente stadio glaciale con livello lacustre a quota 330 (stadio del delta di Noranco condizionato dalla presenza di ghiacci nella Valle della Tresa) non entra in linea di conto essendo soltanto una prima fase del ritiro dallo stadio generale di Melide-Lugano (4, p. 30).

In totale lo svaso dell'antico Ceresio dallo stato di massimo accumulo idrico postglaciale all' inizio del Medio Postglaciale (Olocene antico II), contrassegnato qui dalle formazioni limo-cretacee ammonta a un dislivello complessivo di m. 65. Questa cifra si avvicina stranamente agli 80 m. di accumulo idrico avocati da Heim (11, p. 848) quale conseguenza degli ammassi di ostruzione a Besano e a sud di Capolago, senonchè il volume d'acqua corrispondente venne spostato in senso inverso e cioè di svaso, in quanto lo sprofondamento isostatico nel territorio luganese durante il Plistocene non avvenne mai [1]. I massimi invasi raggiunti alla fine dell'ultima glaciazione poterono venir determinati dagli accumuli delle stesse masse glaciali e dagli interrimenti avvenuti ancor prima degli accumuli detritici di Besano e Capolago: questi ultimi subentrarono soltanto in un secondo tempo aiutando a contenere il normale sfogo delle acque lacustri verso sud.

---

[1]) Lo studio morfogenetico del territorio luganese ha indotto Annaheim ad una chiara e decisa confutazione dell'ipotesi isostatica di Heim. (Cfr. 4, p. 118 e 128).

Il periodo di tempo corrispondente allo svaso dal livello 300 ai depositi palustri del livello 235-240 viene pertanto a coincidere con il graduale sgombero e approfondimento della gola d'erosione interglaciale intagliata nella briglia porfiritica di Fornasette [1]). In tal guisa continuava l'emissione delle acque ceresiane fino a raggiungere non solo il livello attuale (2, p. 501) ma a scendere al di sotto di questo sino a quota 240. Nè si creda che l'odierno stretto di Lavena abbia potuto creare delle difficoltà a questo deflusso; poichè a quell'epoca la spianata nella conca fra Ponte Tresa - Italia e Lavena non esisteva ancora, o tranne forse in abbozzo tale da non ostruire il passaggio delle acque a quel livello. Solo più tardi — con tutta probabilità nell'Olocene recente — sopravvennero gli accumuli dalla denudazione del tergo roccioso (Mte Marzio). Parimente la morena stadiale di S. Bartolomeo anche se dapprima non potè rappresentare uno sbarramento, venne rapidamente sorpassata e solcata dal flusso lacustre convergente verso Ponte Tresa : il suo odierno rilievo ritrae esattamente questa fase erosiva in cui il cordone arcuato risulta dimezzato a mo' di sella dalla breccia delle acque. Nella morena stadiale di Melide si dovette avere invece un canale d'emissione dal bacino di Lugano a quello di Morcote sul fianco est del cordone frontale, già come residuo iniziale dello stadio d'avanzamento glaciale omonimo (canale di Bissone); in seguito non è improbabile che sia stato coadiuvato da analogo sfogo sul fianco ovest, così come si rileva a quote superiori (orizzonte delle torbe, cfr. p. 34).

In generale possiamo concludere affermando che lo svaso dell'antico Ceresio immediatamente postglaciale, abbassante il livello del lago da quota 300 a quota 235-240, avvenne almeno in parte attraverso alla valle della Tresa. Interessò pertanto la totalità delle acque lacustri, le quali fin da questo periodo dell'Olocene antico instaurarono la naturale circolazione interna nel senso ancor oggi esistente.

---

[1]) L'erosione di questa gola può aver raggiunto in precedenza quote inferiori a m. 230. Infatti l'attuale cippo confinario in questa stretta — situato fra l'altro ad alcuni metri sul livello del torrente Tresa — è già a quota di m. 239,7 (Cfr. Libretto di descrizione della linea di confine, 1938, p. 189, c. 48 R). Tenuto conto della profondità notevole delle acque (2 - 5 m.) in questo passo obbligato e dell'immancabile materasso detritico la possibilità di uno svaso lacustre sino allo specchio d'acqua a quota 238 - 240, e interamente attraverso la gola predetta è pertanto fuori dubbio.

Con ciò non si vuole escludere la possibilità che l'esistenza di condizioni climatiche più calde, specie d'estate, abbia contribuito alla riduzione del volume d'acqua per effetto di più intensa evaporazione e di scarse precipitazioni, il tutto quale espressione della immancabile reazione di temperatura seguita nel Postglaciale prima della stabilizzazione verso il periodo geologico dei tempi protostorici e storici. A questa modalità si può altresì attribuire buona parte dell'abbassamento naturale del lago primitivo. *In ogni caso la riduzione del volume d'acqua non si limitò a raggiungere il livello odierno (270) ma ne scese al di sotto almeno per altrettanta differenza (240):* anzi, non è forse esclusa una maggiore perdita nel lungo lasso che intercede fra il Postwürmiense e l'Olocene medio, accompagnata da tutti i fenomeni oscillatori che vi si riferiscono e pur limitata al solo bacino di Lugano. Evidentemente per quest'ultima circostanza non possiamo asserire alcunchè di certo in quanto non si hanno finora tracce, nè resti nè indizi, e il problema va rimandato a future indagini della coltre sedimentaria inferiore a quota 225.

Rileviamo tuttavia che molto probabilmente lo svaso da Fornasette sarà diminuito o forse anche cessato durante il periodo di massimo decremento idrico (Olocene antico I, quota 250-240) causa l'interrimento del canale di Bissone e della stessa valle della Tresa. Una sospensione dell'emissione idrica dell'antico Ceresio potrebbe pertanto divenir plausibile in detto periodo, quale conseguenza delle rinnovate condizioni d'ambiente rispetto a quelle del Tardo Würmiense (cfr. tavola 3, p. 58).

* * *

La serie dei depositi lacustri (Dl) che nel bacino di Lugano giacciono sulla creta bianca di quota 240 rispecchia il passaggio regolare della sedimentazione da regime di acque stagnanti a quello di più elevati livelli. Mentre lo strato di limo cretaceo-fangoso (li-cr) avverte l'accumulo idrico di zona littoranea in cui si riversano le deiezioni deltizie coeve (dt), il successivo complesso arenaceo-limoso, assai plastico e fluente (li), manifesta nella sua composizione ricca di molta mica una stabilizzazione del livello idrico con intorbidamento generale ad opera di irruzioni locali di scolo. Aumenta in tal modo la massa dei sedimenti riparii fino a realizzare l'interrimento del fondovalle XXI. E' questo senza dubbio uno dei periodi di massima sedimentazione lacustre e di certo il più importante dopo lo svaso a 240; esso è caratterizzato da per-

fetta continuità dei fenomeni fisico-chimici che portarono alla deposizione di oltre venti metri di materiale pelitico, tutto uniformemente di color grigio-azzurrognolo (quota 260). Infatti subito dopo lievi apporti alluvionali subentra una nuova sedimentazione di argille arenacee, di tipico color bruno-ocra, che dopo l'intermezzo di finissima sabbia giallognola terminano con un tetto di terra nerastra, umifera o torbosa (h-s). Il sopravvento della sedimentazione, favorito da più accentuata evaporazione comincia così a delinearsi sino a raggiungere di nuovo il carattere stagnante-palustre: di certo sta che alla quota 264-265 i sedimenti cominciano a superare il ciglio del fondo-valle XX e segnano l'orizzonte di una nuova tappa del rigonfiamento lacuale.

Orbene la persistenza e l'estensione generale di quest'ultima fase sedimentaria vien confermata da tutti i punti del Ceresio sin qui esaminati.

A Melide l'orizzonte delle torbe (263-267) demarca nitidamente la cintura di ristagno sui fianchi della cresta morenica e nel vano dei canali di collegamento fra i due bacini a nord e a sud, specialmente in quello di Bissone; a sua volta l'immediato materasso di sostegno è dato pure qui dagli stessi sedimenti limo-argillosi ocracei che tallonano l'humus luganese (cfr. p. 26 e 35). A Morcote le torbe comprese fra le quote 264-266 attestano egualmente il ristagno lacuale succeduto al deposito littoraneo precedente, più sabbioso e con lieve ghiaia, il tutto altresì pervaso di limo giallognolo (cfr. p. 38). Infine a Lavena e a Ponte Tresa le torbe sovrastano indisturbate e alle stesse quote gli analoghi strati di argilla sabbiosa ocracea fino all'imbocco dell'emissario Tresa (cfr. p. 42).

La sedimentazione limnica passante a stagno lacustre con variabile accumulo di materiale umifero-torboso al tetto è pertanto un fatto che incontestabilmente riflette un periodo di regime idrico a livello costante e generale per tutto il Ceresio, per quanto inferiore ancora all'attuale. Esso ascende a grado a grado da quota 240 a quota 265; e a quest'ultima forse riproduce già la stabilizzazione dopo un maggior elevamento di cui non ci possiamo per ora accertare. Sicuramente non si tratta che di livelli indicatori, intermedi alle normali oscillazioni di piena e di magra, esistenti allora forse più che oggi; la maggior durata esprime peraltro il raggiungimento temporaneo di nuovi equilibri stabili fra le condizioni climatiche dell'ambiente, la sedimentazione delle acque in regime di accumulo e l'erosione di quelle di svaso, il tutto secondo

le premesse capacità dimensionali dello spazio d'escavazione valliva.

In questo stesso periodo hanno luogo molti fenomeni di rimaneggiamento locale. Citiamo come caratteristico lo sviluppo del displuvio in direzione nord delle acque che si raccoglievano nei bacini di Mendrisio-Stabio e Brenno-Arcisate, a ridosso dei coni di transizione delle morene terminali delle massime espansioni glaciali : al ritiro dei ghiacci segue quello delle acque lacustri ed ecco convergere nello stesso senso il flusso idrico della nuova alimentazione, mentre soltanto qualche tenue ristagno colmante le piccole depressioni locali ricorda la definitiva scomparsa (La Lagozza e laghetto di Ponte [Arcisate], stagni acquitrinosi di Coldrerio, Chiasso, ecc.).

Ora per ottenere un riferimento cronologico sicuro e dettagliato di queste fasi di turgescenza dell'antico Ceresio occorrerebbero i risultati di accurate analisi geobotaniche e in genere paleolimnologiche che consentissero l'induzione di determinate condizioni climatiche e biocenetiche, atte a sostenere un adeguamento con le corrispondenti formazioni stratigrafiche. In mancanza di tutto ciò non possiamo che affidarci unicamente alla successione geologica.

Si può così attribuire il periodo di sedimentazione da quota 240 a quota 260, con il relativo rigonfiamento idrico, al Medio Postglaciale (Olocene antico II) mentre le formazioni successive sabbio - umifere da quota 260-266 potrebbero ascriversi opportunamente all'Olocene antico III, in quanto riproducono un nuovo ambiente formativo più omogeneamente distinto e generale, quale si poteva stabilire solo dopo un assestamento idrico e sedimentario delle varie zone lacuali.

All'Olocene recente metton capo le abbondanti deiezioni alluvionali, gli avanzamenti deltizi e tutta la somma di quegli accumuli notevoli per demolizione di falde detritiche, di franamenti, che sovrapponendosi all'orizzonte torbo - umifero restrinsero ulteriormente i contorni del lago. E' questa una risonanza propria dei bacini più fondi (Lugano-Morcote) dove la presenza dei conoidi pianeggianti viene via via instaurandosi agli sbocchi dei riali e dei torrenti; fra tanto accumulo clastico solo il bacino di Ponte Tresa continua ad ospitare una sedimentazione calma e prettamente lacustre, e ciò in relazione alla sua funzione di naturale regolatore delle acque del Ceresio.

Assistiamo dunque a un nuovo innalzamento della coltre sedimentaria lungo tutta la costa lacuale sia per apporto

detritico che per deposito lacustre, sempre in istretto parallelo alla nuova intumescenza idrica verso lo specchio d'acqua attuale (270). Si avvicendano così i franamenti di cordoni morenici situati sui cigli di cornici vallive (Morcote, Melide), l'ulteriore intaglio e disfacimento delle masse disgregate di porfirite sulle pendici del S. Giorgio e dell'Arbostora, mentre sul lungolago luganese si rinnovano i piccoli delta riparii e verso il Cassarate le colate alluvionali avanzano impetuose con possenti convogli detritici. Anche nella baia di Paradiso si va ultimando la demolizione del vallo morenico dello stadio Melide, scoperchiando gli scivolamenti locali i letti inferiori del suo accumulo allorchè lo specchio d'acqua oscillava intorno a quota 300, poco prima del grande svaso dell'Olocene antico [1]). Alla calma stabilizzazione del primo Olocene recente subentra in tal guisa un periodo di intensificata degradazione di ogni rilievo roccioso, di rimaneggiamento generale dei precedenti depositi siti a più alti orizzonti, tutto improntato ad una schietta azione livellatrice che comporta l'ultimo notevole innalzamento del pelo lacustre alla quota odierna (270).

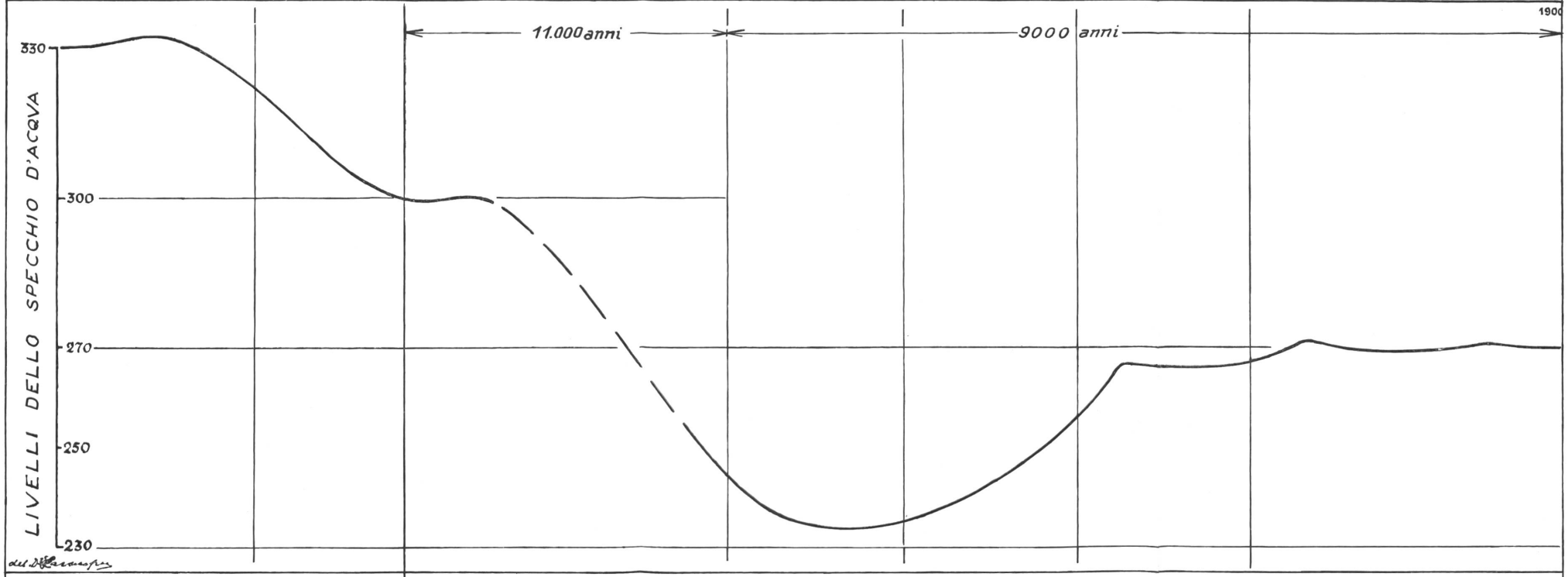
Senza volerci irrigidire su uno schema incompleto, ma unicamente nell'intento di render più intuitivo lo svolgimento delle vicende geologiche sin qui tratteggiate, abbiamo condensato nello specchietto a lato (v. tav. 3) i principali momenti dell'evoluzione quaternaria-olocenica del Ceresio. Come già si avvertì mancano i dati della transizione Postwürmiense - Olocene antico I e valgono tutte le riserve sopra accennate; vi aggiungiamo nondimeno i riferimenti della cronologia preistorica, di cui segue breve menzione.

---

[1]) La presenza di una spiccata formazione morenica al centro di questa baia di Paradiso fra quota 280 e 300 convalida le precedenti deduzioni dell'Annaheim (2, p. 489 - 499) in merito all'origine e all'età glaciale-stadiale, e non interglaciale, di tutta la serie di sedimenti di Calprino-Paradiso-Noranco. Infatti rappresentando i primi depositi parte della massa argillosa sedimentata assieme ai voluminosi blocchi erratici all'atto del frazionamento della fronte glaciale (ritiro definitivo dallo stadio Melide-Lugano, 2, p. 500), è evidente che quelli superiori (300-330) esaminati da detto Autore debbano ritenersi glaciali — stadiali — anche se ciò può dissentire dai risultati delle indagini di L. Wehrli (24), protesi a sostenere l'età interglaciale degli stessi depositi. Parimente devesi scartare l'età interglaciale per i depositi di Paradiso a quota 280-300, quando si pensa alla continuità erosiva dei fondi interglaciali fra il bordo luganese, la valle di Campione e la val di Figino (cfr. sopra p. 46), e alla decisa azione di ripulimento compiuta dall'ultima glaciazione.

VLTIMO PLISTOCENE	POSTGLACIALE od OLOCENE ANTICO				OLOCENE RECENTE
TARDO WÜRMIENSE Ultimo ritiro stadiale dei ghiacciai	POST - WÜRMIENSE Periodo di transizione	PRIMO POSTGL. OL. ANT. I	MEDIO P.-GL. OL. ANT. II	TARDO P.-GL. OL. ANT. III	EPOCA ATTVALE

PALEOLITICO	MIOLITICO	NEOLITICO	BRONZO	FERRO H. / L.T.	ROMANITA'	ERA CRISTIANA



SVASO DA SVD - BESANO	SVASO DA FORNASETTE | RISTAGNAMENTO | SVASO DA FORNASETTE (VALLE DELLA TRESA)						
Bacino di Lugano	Morena di Canobbio (Stadio Melide) Delta di Pambio Noranco sulle argille stadiali	ritiro definitivo dei ghiacci	sedimenti lacustri in prevalenza argille arenacee compatte grigio-blu	ulteriore sedimentazione, denudazione dei precedenti depositi, scivolamenti (?)	fango sapr. creta lacus. / limo cretaceo delta locali / limo fluente	argille arenacee torba - humus	deiezioni alluvionali, detriti di falda - piccole frane e nuovi delta locali - scivolamenti ripari, subacquei
					sedimentazione lacustre frequenti alluvioni operano l'avanzamento del delta del Cassarate verso l'allineamento		
Morcote	sedimenti dell'invaso lacuale a quota 330-300; morenico laterale ridotto		idem con ghiaie all.	idem (?)	Depositi lacustri-alluvionali misti ad elementi di frane laterali	sabbia fangosa alternante con argilla; al tetto orizzonte torbo-umifero	disgregazione dei cordoni morenici cumuli di falda, frane, piccoli delta
Ponte Tresa	Braccio glaciale dal Verbano nella valle della Tresa - morenico	Ritiro def. dei ghiacci e primi delta (Brusata, Colombera)	Sedimentazione lacustre nel bacino e riempimento del fondovalle della Tresa	sabbia e ghiaia in abbondanz.			sedimenti lacustri (argille sabbiose verdastre) - colate deltizie locali —

SCHIZZO SINOTTICO DELL'EVOLVZIONE OLOCENICA
LUNGO LE RIVE DEL CERESIO

3 · BREVE CENNO ARCHEOLOGICO

Essendo l'Olocene l'unico periodo della storia della Terra per il quale si possa valutare la durata in anni con metodi diretti, non possiamo chiudere queste notizie senza un richiamo, sia pur rapidissimo, al collegamento cronologico odierno, a maggior dilucidazione della quadratura storica della zona.

Ciò che infatti può suscitare particolare interesse è qui la correlazione fra tipologia e cronologia desunta sulla scorta dei referti geologici. Dato poi che la recente sintesi preistorica del Crivelli (8) rappresenta la più completa e aggiornata esposizione del fitto tessuto di opinioni e versioni interpretative circa le primitive culture del Ticino, è ovvio che le nostre considerazioni in proposito possano innestarsi direttamente su quest'opera.

L'assenza di giacimenti del Paleolitico in tutto il territorio prealpino (8, p. 13) coincide con l'evoluzione dell'ultima glaciazione (würmiana), la quale oltre ad allontanare e diminuire le possibilità d'esistenza umana asportò gli eventuali resti di dette sedi: ricordiamo soltanto come nell'espansione würmiana il bacino del Ceresio era interamente sommerso dai ghiacci elevantisi sin oltre alla quota di 1000 metri e il loro ripulimento di ogni depressione fu completo. Il Paleolitico antico svolgendosi nei tempi dell'ultimo Interglaciale (riss-würmiense) — periodi dei quali non resta alcuna traccia sedimentaria nella nostra zona — non può pertanto aver lasciato vestigia alcuna di sè o ben difficilmente; eventuali resti si potrebbero forse rinvenire soltanto nei settori sud-orientali del Ceresio (Generoso - Alta valle di Muggio), dove le colate glaciali non poterono irrompere e il suolo formava un'isola d'emersione nel mare di ghiaccio.

Nel Miolitico, concomitante alla transizione Würmiense - Olocene antico, le modificazioni climatiche favoriscono migliori possibilità di sviluppo biologico, ma pure qui nonostante il migliorato ambiente nessuna traccia. Anche l'emigrazione verso nord dei mammiferi plistocenici segue altre traiettorie che non quelle delle antiche vallate luganesi; con molta probabilità i crinali dello spartiacque Ceresio - Lario (resti di cervo a Coldrerio, d'orso speleo al Monte Bisbino [8, p. 13]). Comunque le nuove condizioni ambientali creavano altresì per l'uomo condizioni di vita più adatte già prima del terzo millennio av. C., cadendo questo nel Tardo Postglaciale (Olocene antico III). Infatti la presenza di creta lacustre e torba nella serie sedimentaria del bacino di Lugano prima ancora del

generale orizzonte humus-torbifero del Tardo Postglaciale (cfr. p. 56) indica chiaramente come le condizioni favorevoli allo sviluppo della vita organica — e l'uomo è l'essere più adattabile di tutti i viventi — sussistessero già prima della stabilizzazione lacuale a quota 265 (Olocene antico III). E' perciò plausibile ritenere che lo svaso dell'antico Ceresio dal livello immediatamente postglaciale — quota 300 — abbia coinciso con gli albori del Neolitico, mentre in tutto questo periodo si avrebbe avuto prima il massimo esaurimento e poi il nuovo graduale incremento, tendente alla stabilizzazione predetta (Eneolotico). Queste circostanze sembrano d'altra parte collimare con la caratteristica assenza di sedi palafitticole neolitiche nel bacino del Ceresio [1]).

Tralasciando di entrare minimamente in merito alla nota questione sull'esistenza o meno di una civiltà neolitica nel Ticino, e in particolare nel nostro bacino, possiamo rilevare come geologicamente le condizioni ambientali durante il periodo dell'Olocene antico I - II (Neolitico - Eneolitico) non fossero per nulla contrarie allo sviluppo di stazioni umane, che anzi le stesse potevano fondarsi e sussistere già prima in pieno Miolitico. Se ciò non avvenne, va ricercato in altre cause.

Non è tuttavia privo di interesse il fatto che le singole invenzioni più vicine alle acque del Ceresio e suscettibili di

---

[1]) Secondo cortesi informazioni personali ricevute dal prof. D. Silvestrini gli unici resti di palafitte pertinenti al bacino del Ceresio sarebbero quelli rinvenuti « in un bacino torboso presso il villaggio di Brenno-Useria: pali di palafitte e piroga in un sol pezzo ». L'età di questa sede sarebbe ancora incerta. Quanto alla stazione palustre di Coldrerio ricordiamo la sua attribuzione prima all'età del bronzo (14, p. 231-32) poi « alla fine del neolitico lacustre » (5, p. 28). Ora senza decidere per la validità di queste asserzioni rileviamo dalla descrizione stessa della torbiera (5, p. 17-20) che questo deposito corrisponde al naturale prosciugamento del ristagno lasciato dall'antico Ceresio allo stadio del Tardo Würmiense, quando cioè le acque scendevano da quota 390 verso la stabilizzazione postglaciale di quota 300 (cfr. sopra p. 53). Orbene non è ancora possibile conoscere se malgrado il ritiro del Ceresio, lo stagno di Coldrerio abbia perdurato allo stato iniziale lacustre in tutto il Neolitico. Solo nel caso in cui ciò si fosse verficato l'interpretazione di sede palafitticola della stazione palustre sarebbe geologicamente sostenibile, ancorchè si tenesse presente il possibile analogo del precitato ritrovamento di Brenno-Useria, dove peraltro ancor oggi esistono i due laghetti di Ponte e la Lagozza. Qualunque sia la soluzione che gli archeologi potranno dare ai due casi testè visti, resta evidente che le manifestazioni palafitticole, se tali vi furono indipendentemente dalla loro età, si ebbero soltanto f u o r i dei margini ripari veri e propri del Ceresio.

tipologia neolitica (Massagno, Barbengo, Riva S. Vitale [8, p. 16]) giacciono a livelli alquanto elevati rispetto a quello lacustre odierno (370-400) e più ancora rispetto a quello dell'epoca corrispondente. Gli stessi rinvenimenti di Riva S. Vitale (« in una insenatura » poco lungi dall'abitato, [5, p. 31]) sono da interpretarsi molto verosimilmente come i residui convogliati da un franamento che interessò quote superiori (300-400) analoghe alle precedenti, dove più copiosi si trovavano i resti. E' infatti notorio di quale instabilità sia contraddistinta la falda detritica del piede roccioso del S. Giorgio fra Riva San Vitale e Poiana [1]).

Incliniamo pertanto a ritenere che se archeologicamente si può ammettere l'esistenza di piccole sedi neolotiche - eneolitiche nel bacino del Ceresio, queste non furono di natura palafitticola e si mantennero tutte alquanto sopraelevate sul livello lacustre attuale (per i resti sinora noti la differenza ammonta a circa un centinaio di metri) [2]).

Le ulteriori evoluzioni dell'industria umana (civiltà del bronzo - prima e seconda cultura del Golasecca [Hallstatt]) cadono pertanto nel periodo di accumulo idrico e soprattutto sedimentario delle rive ceresiane (Olocene antico III, livello medio del lago a quota 265-66). La loro localizzazione sulle alture già prima abitate o comunque lontane e sopraelevate sullo specchio del lago oltre i 300 metri manifesta la persistenza delle primitive consuetudini. Sincrone alla nuova sedimentazione riparia dell'Olocene recente si dimostrano le successive culture del Golasecca e la fase preromana (La Tène), sempre sulla precedente linea di adattamento alla situazione geologica.

L'antica popolazione del Luganese, ben sviluppata a quest'epoca (8, p. 115) poteva così assistere all'ultima intumescenza idrica del Ceresio verso la quota attuale, nonchè a tutti

---

[1]) L'ampio conoide di deiezione allo sbocco della Val Battuta — stabilitosi con ogni probabilità nell'Olocene recente simultaneamente alla demolizione erosiva in tutto il bacino (cfr. p. 57) — alla pari degli altri più piccoli accumuli ripari della stessa natura clastica, addita chiaramente la continua degradazione cui è esposta l'intera falda rocciosa a causa delle intrinseche qualità litologiche (porfirite fittamente segmentata). Infine non si può dimenticare l'assenza completa di terrazze, o cornici di incisione valliva (4, p. 89) e il ripetersi oggi ancora di frequenti colate di pietre e d'altri fenomeni d'ablazione.

[2]) I resti di palificazione rinvenuti nell'orizzonte delle torbe (quota 264 - 5) a Morcote (crf. p. 37 e 39) risalgono a recenti tentativi di consolidamento della sponda e non possono in nessun caso rientrare nell'orbita della preistoria.

quei grandiosi fenomeni di rimaneggiamento locale (alluvioni, franamenti, colate deltizie, ecc....) che seguirono con maggior insistenza e vastità alla generale denudazione delle masse rocciose in posto.

Soltanto all'epoca della Romanità si inizia una presa di contatto più vivo, un avvicinamento meno timoroso dell'uomo verso il lago: le tombe e gli ossari di Agno, Casoro, Capolago, Lugano, Riva S. Vitale (8, p. 73-74) confermano la colonizzazione vera e propria delle rive del Ceresio, sino allora cautamente evitate, sotto l'impulso e l'egida della nuova vivificante civiltà.

III · ELENCO DELLE OPERE CITATE E SOMMARIO

1. **Anastasi G.**, Il Lago di Lugano, Lugano 1926, Grassi & Co. editori.
2. **Annaheim H.**, Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano, Basilea 1934, Eclogae Geol. Helv. vol. XXVII, N. 2, p. 463-505.
3. — —, Flusswerk im Sottoceneri, Locarno 1936, Boll. Soc. Tic. Sc. Nat. vol. XXX-XXXI (1935-1936) p. 153-280.
4. — —, Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Stoccarda 1936. Verlag von J. Engelhorns Nachf.
5. **Baserga G.**, La stazione preistorica palustre di Coldrerio ed il periodo neolitico nel Canton Ticino. Milano 1924, Riv. Archeol. della Prov. e antica Diocesi di Como, Fasc. LXXXVI-LXXXVII, p. 16-39.
6. **Burford J.**, Les formations cristallines de la région luganaise, Zurigo 1940, Boll. svizz. Min. Petr. vol. XX, p. 253-280.
7. **Casasopra S.**, Appunti di geologia del Ticino, Lugano 1943, Boll. Soc. Tic. Sc. Nat. vol. XXXVII (1942); p. 55-87.
8. **Crivelli A.**, Atlante preistorico e storico della Svizzera Italiana, vol. primo: Dalle origini alla civiltà romana. - Bellinzona 1943, Istituto editoriale ticinese.
9. **De Quervain F.**, Vorkommen und Geologie der Lockergesteine in der Schweiz, Zurigo 1938, Erdbaukurs der E. T. H., Abschnitt 3, p. 1 - 8.
10. **Frauenfelder A.**, Beitraege zur Geologie der Tessiner Kalkalpen, Lausanne 1916, Eclogae Geol. helv. Vol. XIV, N. 2, p. 247-371.
11. **Heim A.**, Geologie der Schweiz, Leipzig 1922, Bd. II, 2. Hälfte.
12. **Kurd v. Bülow**, Alluvium, Berlino 1930.
13. **Machatscheck F.** e **Staub W.**, Morphologische Untersuchungen im Wallis, Basilea, 1927, Eclogae Geol. Helv. vol. XX, N. 3, p. 335-380.
14. **Magni A.**, Stazione palustre di Coldrerio (Ticino), Milano 1907, Riv. Archeol. della Prov. ecc. di Como, Fasc. LIII-LV, p. 231-232.
15. **Mariani E.**, Sulla zona scisto-bituminosa triassica di Besano-Monte San Giorgio, Milano 1933, Rendiconti R. Istit. Lomb. Sc. Lett., serie II, vol. LXVI, fasc. VI-X, p. 1-18.
16. **Pelloni E.**, L'Ittiogenia e la situazione alieutica, Bellinzona 1938, Boll. Soc. Tic. Sc. Nat. vol. XXXIII (1938), p. 65-102.
17. **Potonié R.**, e **Reunert D.**, Geologisch-chemische Untersuchungen von Sapropelen des Unterückersees und Sakrower Sees; Stoccarda 1935, Erdöl-Muttersubstanz, p. 149-169.
18. **Pratolongo U.**, Chimica vegetale e agraria, Milano 1942, vol. II, Terza edizione, Editore Hoepli.
19. Rivista Tecnica della Svizzera Italiana, Lugano 1944, Anno XXXI, N⁰ 1, p. 1-10.

20. **Rode K. P.**, The geology of the Morcote Peninsula and the petrochemistry of the porphyry magma of Lugano. Zurigo 1941, Boll. svizz. Min. Petr., vol. XXI, p. 194-312.
21. **Vonderschmitt L.**, Bericht ueber die Exkursion der Schweiz. Geolog. Ges. in den Süd-Tessin, Basilea 1940, Eclogae Geol. Helv. vol. XXXIII, N. 2, p. 205-219.
22. **Von Moos A.**, Geotechnische Eigenschaften und Bestimmungsmethoden der Lockergesteine, Zurigo 1938, Erdbaukurs der E. T. H., Abschnitt 4, p. 1-6.
23. **Von Moos A.** e **Haefeli R.**, Drei Lockergesteine und ihre technische Probleme, Zurigo 1938, Erdbaukurs der E. T. H., Abschnitt 6, p. 1-6.
24. **Wehrli H.**, Glazial-geologische Beobachtungen in der Umgebung von Lugano, 1934, Zeitschr. f. Gletscherkunde, vol. XXI, nonchè resoconto in Boll. Soc. Tic. Sc. Nat. Bellinzona 1937, vol. XXXII, (1937), p. 131-139.

N. B. Per la bibliografia inerente alla morfologia del Sottoceneri si veda l'apposita nota alla fine del lavoro di Annaheim (4, p. 144-147). Le recenti osservazioni nell'alta val d' Isone (cfr. A. Spicher, Geologie und Petrographie des obern Val d'Isone in Boll. svizz. Min. Petr., 1940, vol. XX, p. 17 - 100) non rientrano nell'ambito delle presenti considerazioni.

SOMMARIO

I. - **Le osservazioni locali**

1. Golfo di Lugano :
   a) lo zoccolo cristallino . . . . pag. 16
   b) la coltre detritico-sedimentaria . » 19

2. Altri punti notevoli delle rive
   a) bacino di Morcote . . . . . » 31
   b) bacino di Ponte Tresa . . . » 42

II. - **Le ultime vicende evolutive**

1. Le fasi d'erosione :
   a) l'escavazione valliva . . . . . » 44
   b) l'abrasione glaciale . . . . . » 49

2. La sedimentazione nel bacino del Ceresio e il relativo regolamento idrico . . . » 51

3. Breve cenno archeologico . . . . . » 59

III. - **Elenco delle opere citate e sommario** . . . » 62

(Giugno 1944).