

PRELEÇÕES DE PEDOLOGIA

Prof. PAUL VAGELER
da Escola Superior de Agricultura
de Berlin e da Escola Nacional de
Agronomia do Rio de Janeiro

13.A PRELEÇÃO

O conhecimento exato da rocha que dá origem ao solo fornece indicação de alto valor pratico sobre as condições do perfil, especialmente quando o solo é de formação local. A analyse mineralogica do solo informa, de modo geral, sobre as propriedades chimicas que o solo possa apresentar. E' claro que os solos aluviaes que soffrem, em determinadas circumstancias, transportes a grandes distancias, perdem a relação com a rocha originaria, ou a mantêm de modo muito condicional.

O solo origina-se no local pela fragmentação, decomposição e transformação chimica, sob a acção do intemperismo, isto é, pelo effeito da temperatura, do vento, e da agua carregada de gaz carbonico. A acção desses factores tem consequencias tanto maiores quanto menor fôr a resistencia da rocha e maior a superficie de exposição.

A solubilidade dos componentes das rochas é, em geral, extraordinariamente pequena, feita excepção para os carbonatos, que apresentam elevado gráo de solubilidade, cujo effeito se faz sentir nas regiões calcareas e dolomíticas. Não obstante, nenhum mineral é totalmente insolúvel.

Muito mais importante que a solubilidade é, para a formação do solo, a desagregação dos mineraes e de seus cimentos, pelo oxigenio do ar, pela agua contendo gaz carboni-

co em dissolução e pelos ácidos fortes. Factores também importantes são a presença de uma série de saes e de substancias organicas, de character quasi sempre acido, e de gazes dissolvidos, alem dos cations e anions libertados dos mineraes que, em parte se apresentam em solução.

Em geral, taes processos se effectuam tanto mais facilmente quanto mais complicada é a estructura da mollecula não decomposta. Os silicatos de aluminio, de grande complicação mollecular, se contam entre os mineraes que mais facilmente se decompõem, especialmente quando contêm ferro ou manganez em estado de baixa oxidação, podendo reagir com o oxigenio, com desprendimento de energia.

Em egualdade de condições, nos climas quentes, as rochas escuras, que contêm mineraes mais ricos em oxidos de ferro desaggregam-se e decompõem-se mais facilmente que as de coloração clara.

As rochas de superficie lisa e polida, sem fendas nem reintrancias, resistem por longos seculos á acção do intemperismo. Quando a superficie não é perfeitamente horisontal, caso pouco commum, a agua apenas deslisa por ella, não havendo tempo para nenhum ataque, mesmo quando caminha em direcção de menor resistencia á desaggregação. Em ausencia de humidade os mineraes são pouco atacaveis pelo oxigenio do ar.

Os factores se passam de modo diverso, entretanto, quando a superficie da rocha apresenta fendas e reintrancias onde e por onde penetram a agua e o ar. Neste caso, a humidade se mantem e o ar actúa em superficie relativamente maior, que em pouco tempo cresce por desaggregação. As margens e cavidades da rocha, asperas pelo ataque de intensidade desigual, tornam-se irregulares, visiveis a olho nú, emquanto a desaggregação tende para o interior da rocha.

As fendas e reintrancias das rochas são maiores ou menores segundo as respectivas estruturas internas, sendo evidente que a expansão interna desempenha importante papel nestes casos. Quando a rocha possúe, inicialmente, fendas ou nucleos de substancias facilmente soluveis, como cinzas e areias vulcanicas, como succede com a grande serie de rochas tufozas, a desaggregação opera rapidamente em profundidade, tendo

como consequencia a formação de solos de grande espessura, nos quaes não se reconhecem os limites com a rocha que lhe dá origem.

Quando compacto e não atacavel, o cimento que liga as particulas das rochas é particularmente resistente á influencia do intemperismo, mesmo em condições favoraveis, como no caso de muitos tufos solidificados e rochas sedimentares.

Os solos superficiaes são consequencia de grandes falhas angulosas, que progridem em profundidade somente em determinados pontos. De modo geral, estes solos não se trãem por outros caracteres alem da falta de vegetação, que algumas vezes existe.

O conhecimento do sub-solo nas regiões em que predominam estas rochas é de grande interesse para o agronomo, por isso que são frequentes os casos de prejuisos monetarios decorrentes do não conhecimento exacto das camadas profundas do solo, sobretudo em regiões novas. O caminho mais pratico é o exame do perfil, especialmente nos climas quentes.

As rochas granulosas são particularmente proprias á formação de solos profundos, desde que possuam crystaes de tamanho possivel de verificação a olho nú. Essa formação dá-se especialmente quando as rochas se compõem de mineraes de diferentes coefficients de dilatação, caso em que a expansão interna e pequenas variações de temperatura provocam formação de fendas e falhas. Nos climas semi-humidos dos tropicos e sub-tropicos, essas rochas desaggregam-se no local, em profundidade sufficiente á formação do solo agricola. Nos climas humidos formam-se solos tão profundos que excedem as necessidades praticas.

Nos climas seccos, porem, a desaggregação em profundidade, mesmo nas rochas granulosas, não é intensa.

As rochas compactas, formadas por pequenos crystaes intimamente reunidos por cimento inatacavel, só difficilmente formam grandes fendas e falhas; não se exceptuam nem mesmo os vidros homogenos em forma de lava. Os solos oriundos destas rochas, só em climas humidos dos tropicos possuem espessura apreciavel. Nos outros casos são muito superficiaes.

E evidente que as fendas e falhas das rochas favorecem tanto mais a desagregação quanto mais apropriadas são as posições e formas para a retenção da água. A forma mais impropria, a espherica, é encontrada frequentemente no basalto e na diabase.

A natureza physica do solo, depende, no que diz respeito á existencia de grãos finos e grossos, da relação entre os mineraes resistentes e os atacaveis.

As rochas eruptivas são formadas pelo resfriamento e solidificação de substancias em estado de fusão, abaixo da crosta terrestre. Estas substancias, denominadas *magmas*, vêm do interior da terra carregada de vapor d'agua e outros gazes. Chegando á superficie do solo, o magma espalha-se e resfria-se rapidamente, segundo o estado de fluidez. Forma-se, assim, a primeira classe de rochas eruptivas, conhecidas sob o nome de *rochas de transbordamento*, classe a que pertencem as lavas e cinzas vulcanicas que, quando solidificadas, são denominadas *tufos*. Os solos que ellas formam dependem do caracter dos vidros que as compõem, dos mineraes que nellas existam eventualmente e da finura dos fragmentos vulcanicos. Esta finura é funcção da distancia que attinge o jacto da lava. Os fragmentos grossos, em virtude de seu peso, cáem mais rapidamente que as particulas finas. Quando predomina areia nas proximidades do vulcão, o tamanho dos grãos é tanto menor quanto mais distante elle estiver. As particulas finissimas attingem extraordinariamente altura na atmospherá, onde podem permanecer por annos.

Os solos das proximidades dos vulcões que projectam cinzas apresentam, por isso, de modo geral, zonas concentricas dispostas segundo o tamanho do material que os constituem. Os chamados "solos leves" (arenosos) são mais proximos do centro.

A *estructura porphyrica* das rochas de transbordamento caracteriza-se pela presença de grandes crystaes de determinados mineraes mais ou menos fundidos e corroidos, que se reuñem em massa vitrea espessa. Essas rochas, quando em estado fluido, ou formam curtas correntes ou se alargam em mantos

de espesura colossal, que, com os depositos de tufos frequentemente marcam as erupções periodicas.

As camadas de trapp do Dekan, na India, p. ex., cobrem superficie de mais de quinhentos mil kilometros quadrados com mais de mil metros de espesura. No Brasil, as camadas de melaphyro cobrem áreas tambem extensas, e constituem a materia prima da famosa "terra rôxa" dos Estados de São Paulo e Paraná.

As lavas pouco fluidas dão origem a cones e morros vulcanicos.

Antes de attingir a superficie, o magma perde muito calor, diminuindo a eliminação dos vapores, ao mesmo tempo que se solidifica, formando camadas de rochas que crystallisam lentamente. Os differentes mineraes crystallisam mais ou menos bem enquanto a massa vitrea se esphacela. E' assim que se formam as *rochas de profundidade* caracteristicas, cujos contornos são profundamente modificados pela temperatura do magma e pela penetração de gazes na circumvisinhança.

Essa modificação das rochas visinhas frequentemente facilita o enrequecimento em mineraes. Este processo é denominado *metamorphose de contacto das rochas visinhas*.

As rochas de profundidade formam *diques* de grandes dimensões nas fendas abertas nas camadas de rochas visinhas, assim como *massas lenticulares* de expansão quasi sempre gigantesca, derramando-se em forma de deposito nas juntas das camadas daquellas rochas.

Frequentemente os canaes iniciaes por onde o magma passou não são mais reconheciveis nas jazidas, mas, quando o são, denominam-se *laccolithos*, existentes principalmente em pequenas jazidas ramificadas.

Compreende-se facilmente que, de todas essas invasões do magma na crosta terrestre, possam apparecer veios nas rochas visinhas, o que se verifica a grandes distancias. Este veios são denominados *apophyses*. Taes formações caracterizam-se pelo aspecto inteiramente particular dos mineraes que formam as *apophyses*. Estas tomam as denominações de *applitos* e *lamprophyros* conforme sejam claras ou escuras.

A composição das rochas eruptivas caracteriza-se pela extrema fixidez que permite reunil-as em formas geraes, por isso que os mineraes apparecem em determinados grupos. A presença de uns exclúe a existencia dos outros.

* * *

14.A PRELEÇÃO

Na última preleção tratou-se summariamente das rochas eruptivas formadas pelo resfriamento do magma. Ellas se dividem em : a) — rochas de transbordamento (effusivas, de superficie, vulcanicas); b) — rochas de profundidade (massiças, abyssaes, intrusivas, plutonicas).

As rochas de transbordamento, que se solidificam na superficie da terra ou nas suas profundidades, têm, quasi sem excepção, estructura porphyrica, isto é, crystaes isolados, as mais das vezes bem formados, pouco abundantes, porem perfeitamente reconheciveis a olho nú (pheno-crystaes immersos, ora em massa micro crystallina, ora amorpha, de base vitrea). Estes crystaes não se geraram pelo resfriamento. Foram carriados de grande profundidade da terra.

A relação entre os phenocrystaes e a massa basica varia muito. Elles são, em regra, mais numerosos na parte central das massas.

Algumas vezes as partes centraes das rochas de transbordamento apresentam directamente textura granular caracteristica das rochas de profundidade.

A superficie da lava tem, frequentemente formação vesicular ou esponjosa, causada pelo desprendimento de gazes durante o resfriamento. Nova formação de mineraes apparece, quasi sempre nas cavidades, contando-se, p. ex., a calcita, a calcedonia, o quartzo, as drusas de crystal de rocha, etc. Taes formações são denominadas *amygdalita*. O magma, quando se eleva, fragmenta as camadas das rochas superiores afim de passar-lhes atravez. Compreende-se, pois, que elle se torne impuro, encontrando-se partes de rochas extranhas nas rochas recém-formadas.

Quando a massa fundida começa a esfriar, as tensões resultantes provocam fendilhamento da rocha, por isso que o resfriamento, nos diversos pontos, se faz desigualmente. Formam-se reintrancias e fendas, frequentemente com regularidade, nas rochas de transbordamento. Pelo intemperismo estas rochas tanto mais características se tornam quanto mais adiantada lhes vae a decomposição.

As rochas basicas de transbordamento, principalmente o basalto e o melaphyro, apresentam se como que formando columnas, emquanto que nas acidas o aspecto é laminar. Quando apparecem ambos esses aspectos, origina-se o espherico.

O facies geral das rochas de profundidade differe do das rochas de transbordamento, como já se disse, em consequencia do resfriamento mais lento, o que accarreta a crystallisação muito mais completa de todos os respectivos componentes.

Nas rochas typicas de profundidade, desaparece a massa basica. Os crystaes em via de formação chocam-se entre si. Por isso observa-se estructura granular granitica. Por outro lado, é evidente que, com a rapidez do resfriamento, apparecem todas as transições entre a estructura granitica das rochas de profundidade e a estructura porphyrica das rochas de transbordamento. Em geral, tanto umas como outras são isentas de orientação. Todavia, onde se fizeram sentir grandes pressões durante a formação, os mineraes apresentam orientação parallela, cuja direcção longitudinal é perpendicular á direcção da pressão. As rochas apresentam, por isso, caracter laminar.

O granito, a mais espalhada das rochas, por vezes toma aspecto gneissico, quando se não transforma em gneiss, caracterizado pela estructura estratificada.

Outras rochas de profundidade, como o gabbro, apresentam aspecto filamentososo em diferentes camadas, quando ha scisão do magma. Este aspecto é bastante generalisado nas rochas de profundidade que soffreram scisão do magma durante a formação.

O resfriamento se faz tão lentamente no interior da terra, que as partes do magna se distribuem segundo a maior ou menor densidade. Assim, em grandes massiços de rochas de

profundidade aparece, do exterior para o centro, toda a serie de rochas possível de ser formada pelo magma, p. ex., todas as transições do gabbro para o diorito e para o granito amphibolico. Mesmo com a solidificação da massa não está completo o seu desenvolvimento. A solução aquosa e quente, que resta, provoca formação de mineraes accessorios nas fendas, especialmente nos limites das rochas visinhas.

Resulta de tudo isso que a diferença característica entre rochas de profundidade e de transbordamento só é possível quando condicionada á diversidade de rapidez com que se realiza o resfriamento.

Do ponto de vista chimico e mineralogico, a composição de umas e outras é a mesma.

Todas as rochas eruptivas, como producto de solidificação do mesmo magma, são de composição variavel em torno dos seguintes valores: SiO_2 57,8 %; Al_2O_3 15,7 %; FeO 3,8 %; Fe_2O_3 3,3 %; CaO 5,2 %; Na_2O 3,9 %; MgO 3,8 %; K_2O 3,1 %; TiO_2 1,0 %; P_2O_5 0,4 %; MnO 0,2 % e H_2O 1,8 %. Do que resulta que nenhuma rocha eruptiva tem composição chimica typica.

O caracter principal, por meio do qual se podem differenciar as rochas é a diversidade de mineraes que lhes entram na composição. Os mineraes mais frequentes são chamados caracteristicos; os outros, menos communs, accessorios. Os primeiros, que apparecem constantemente, nas rochas eruptivas, têm a seguinte composição, em media:

	FELDSPATOS				Mineraes basicos	
	Quartzo	Potassico	Sodico	Calcico	Augita e amphibolio	Olivina
SiO_2	100,0	64,5	68,5	43,0	50,0	41,0
Al_2O_3	—	18,5	19,5	37,0	7,0	—
Fe_2O_3	—	—	—	—	5,0	—
FeO	—	—	—	—	11,0	11,0
MgO	—	—	—	—	16,0	48,0
CaO	—	—	—	20,0	11,0	—
K_2O	—	17,0	—	—	—	—
Na_2O	—	—	12,0	—	—	—

Só o silicio entra na composição de todas ellas.

A escola francesa toma como ponto de partida para classificação das rochas eruptivas a porcentagem media de SiO_2 , distinguindo-as em tres grupos :

- a) acidas, com mais de 65 %
- b) neutras, com 65 a 55 %
- c) basicas, com menos de 55 %.

Esta classificação carece de base scientifica. A classificação moderna é baseada na differença do magma correspondente a duas grandes superficies da terra.

Nas regiões do Pacifico e terras limitrophes, o magma possui maior porcentagem de aluminio que de alcalis, sendo as rochas dessas regiões classificadas como *calcareo-alcalinas* ou da *familia das rochas do Pacifico*. Nas zonas do Atlantico a porcentagem dos alcalis é maior. São *rochas alcalinas*, ou da *familia do Atlantico*, existindo, evidentemente, transições entre ambas.

O terceiro grupo de rochas, sem importancia edafologica, por ser limitado a certos pontos, é o das provenientes da scisão do magma, como *applitos*. O quarto grupo é representado pelos *tufos vulcanicos*.

O feldspato é o mineral caracteristico das rochas alcalino-calcareas. Conforme a quantidade e variedade deste mineral, as rochas são ditas: ortoclasicas, plagioclasicas e rochas sem feldspato, conforme se vê do quadro I.

O ortoclasio ou feldspato potassico é o componente do granito de maior importancia agricola. Elle apparece frequentemente em *crystaes* bem formados, de tamanho apreciavel.

Expostos longo tempo á desagregação, os ortoclasios transformam-se em massa argillosa, sem perder, muitas vezes, a forma *crystallina* exterior. Ao lado delles destacam-se os *plagioclasios* de coloração clara.

A totalidade dos feldspatos componentes dos granitos oscilla em torno de 60 %. O quartzo attinge 30—35 %. Os restantes 5—10 % são representados por mica muscovita nos granitos muscoviticos, biotita nos granitos biotiticos ou, finalmente, ambas as variedades como acontece em certos granitos.

Segundo a porcentagem de hornblenda ou pyroxenio, mineraes accessorios, diz-se granito hornblendico ou pyroxenico.

Apesar da consistencia muito compacta, os granitos desaggregam-se com relativa facilidade, em virtude de ser muito atacavel o feldspato e sobretudo, a biotita. Raramente, porem, fornecem solos profundos.

O granito é a mais espalhada das rochas eruptivas; elle existe em tão grande abundancia que, sem grande erro, pode dizer-se que a composição da crosta terrestre se approxima da sua composição.

As regiões graniticas são, em parte, taboleiros com pequenos outeiros ou penedos medios, de encosta suave.

O nucleo da rocha apparece, muitas vezes, pela destruição dos vertices, resultando formação de escarpas, como se vê em muitos pontos da serra do Mar. O Pão de Assucar representa o blóco typico da eliminação do granito.

A idade geologica do granito é muito variavel, visto como é encontrado desde o precambriano até ao terciario. Os granitos terciarios apparecem como as partes mais profundas do *liparito*, principalmente nos Andes.

Como já se disse, muitos granitos possuem estrutura semelhante á do gneiss. Os granitos, com muitas inclusões de granada, de estrutura laminar, são denominados granulitos.

Como se vê no quadro I, as rochas de transbordamento que correspondem ao granito são o liparito e o porphyro quartzifero. A denominação do primeiro é reservada ás rochas eruptivas recém-formadas; a da segunda é dada ás rochas menos fresças, isto é, áquellas que já apresentam signaes de desaggregação. Em ultima analyse, porém, ambas apresentam a mesma estrutura porphyrica.

Os liparitos são rochas claras, frequentemente brancas, com fendas irregulares. Os porphyro-quartziferos, em virtude da oxidação do ferro, apresentam coloração escura, vermelha, amarella, castanha, violeta ou esverdeada. As formas vitreas são frequentes, como nas obsidianas e nos retinitos, estes considerados como forma compacta da pedra pome.

As collossaes massas de porphyro-quartzifero são frequentemente acompanhadas de grandes depositos tufosos. O sul do Brasil possui consideraveis regiões dessa rocha. A zona noroeste dos Estados Unidos é formada completamente por liparito.

A desaggregação de um e de outro pouco differe da do granito. O producto daquelle depende da porcentagem de fel-

feldspato existente na rocha e do seu caracter especial. A porcentagem dos elementos nutritivos dessas tres rochas é a seguinte, em media :

Na ₂ O	2,8	a	3,5	o/o
K ₂ O	3,9	a	4,8	o/o
MgO	0,4	a	0,5	o/o
CaO	1,1	a	1,5	o/o
P ₂ O ₅	0,01	a	0,15	o/o

E' claro que só em determinadas condições originam-se destas rochas solos particularmente ricos.

QUADRO I

a — ROCHAS ORTOCLASICAS

Mineraes característicos	Mineraes accessorios
Ortoclasio, microclinio, Quartzo plagioclasio	Mica (Rochas de profundidade : granito (Hornblenda (Rochas de trans- (Porphyro quartziz- pyroxenio (bordamento (fero. Liparito
Ortoclasio, microclinio, Plagioclasio, biotita (Ausencia de quartzo)	(Rochas de profundidade : syenito (Magnetita (granada (Rochas de trans- (Porphyro sem (bordamento (quartzo. Trachyta

b — ROCHAS PLAGIOCLASICAS

Plagioclasio quartzo ou Plagioclasio e augita	(Rochas de profundidade : diorito Biotita ((Rochas de trans- (Porphyrito (bordamento (andesita
Plagioclasio augita	(Rochas de profundidade : gabbro (Olivina (Rochas de trans- (diabase (bordamento (melaphyro (basalto

c — ROCHAS SEM FELDSPATO

Pyroxenio, olivina	Hornblenda (Rochas de profun- (Piroxenito biotita (didade (Peridotito ((Serpentina)
	mineraes de (Rochas de transbor- ferro (damento : picrita.

15.A PRELEÇÃO

As rochas syeníticas, que constituem o segundo grupo das ortoclasicas, distinguem-se das do grupo do granito por não conterem quartzo, ou o conterem em quantidade tão pequena que este mineral não pode ser considerado como parte constitutiva.

Essas rochas são claras ou de coloração variando entre o vermelho e o azulado quando nellas predomina o feldspato potassico; são escuras e tomam a designação de *syenito amphibolico* quando predomina o amphibolio. Apresentam, muitas vezes, aspectos semelhantes aos do gneiss. Os syenitos contendo elevada porcentagem de plagioclasio são considerados como *monzonitos*, isto é, formações de transição entre as rochas plagioclasicas e o syenito typico. A occurencia é circumscripta a determinados logares. Só existem formações locais, sendo relativamente raros os grandes veios.

As rochas porphyricas de transbordamento e as do grupo do syenito, quando alteradas, denominam-se porphyros ortoclasicos. Tomam o nome de *trachytos* quando recém-formadas. Os trachytos (do grego *trachos*, aspero), são castanhos, amarelos e até avermelhados, com superficie aspera.

A relação entre a massa basica e os phenocrystaes é muito variavel. Quasi todas as formas vitreas são frequentes.

Em virtude da desagregação quasi total dos mineraes escuros (amphibolios), os porphyros isentos de quartzo apresentam-se turvos e castanho-esverdeados ou vermelho-escuros, com fracturas de coloração matte.

No grupo dos syenitos a desagregação se effectua muito mais facilmente que no dos granitos, formando, por isso, frequentemente, solos eluviaes profundos, de origem local. Estes solos são mais ricos em alimentos vegetaes que os formados pelas rochas graniticas. A composição média do grupo é a seguinte :

Na ₂ O	3,8	a	4,1	o/o
K ₂ O	4,5	a	5,1	o/o
MgO	1,9	a	2,7	o/o
CaO	3,4	a	4,3	o/o
P ₂ O ₅	0,1	a	0,24	o/o

A pobreza em quartzo ou, mesmo, sua ausencia nas rochas syeniticas dá origem a solos pesados, mais ricos em argilla que os de origem granitica.

O grupo das rochas plagioclasicas compõe-se de dois sub-grupos que se distinguem pela ausencia ou presença de um mineral accessorio a olivina, que, neste caso, não é mineral caracteristico, como acontece no grupo das rochas ortoclasicas, que podem ou não possuir quartzo.

O *diorito*, rocha profunda do primeiro sub-grupo, pôde apresentar-se contendo quartzo ou não, sem, todavia, perder o caracter especifico. O mineral caracteristico é o plagioclasio branco-amarellado ou esverdeado, que representa cerca de 3/4 da totalidade da rocha. O quartzo, porém, raramente falta por completo no diorito commum, o que não succede com a augita. No diorito quartzifero, entretanto o quartzo desempenha papel importante na formação da rocha, o mesmo acontecendo com a augita. A biotita e o amphibolio existem sempre em quantidade apreciavel, como mineraes accessorios tomando a rocha o nome de *diorito biotitico*, *diorito amphibolico*, etc.

O ortoclasio apparece sempre em pequena quantidade em quasi todos os dioritos; algumas vezes existe em tão grandes proporções que dá origem a typos de rochas que representam transição para as ortoclasicas.

A estratificação mais ou menos accentuada dos crystaes é tão frequente nos dioritos como nos granitos, do que decorre apparecimento de formações schistasas conhecidas sob o nome de dioritos *gneissicos*.

Os dioritos modificados pela desaggregação apresentam-se coloridos pela chlorita, que se forma na mesma occasião.

Contrariamente ao que succede com o granito, o diorito tem frequentemente relações com jazidas mineraes. O ouro, a prata, o zinco e o chumbo são os seus satelites mais communs.

As rochas dioriticas de transbordamento têm composição mineralogica semelhante ao diorito, do qual se distinguem apenas pela estrutura porphyrica. São o *porphyrito* e o *andesito*. Ao diorito quartzifero corresponde o *andesito quartzifero* ou *dacito*; ao diorito commum, o *andesito* isento de quartzo.

As rochas deste grupo são tanto mais escuras quanto menor é a quantidade de quartzo que contém. O *andesito*, que possui grande porcentagem de mineraes basicos, é de coloração

negra, representando o tipo de transição para o grupo de rochas que se lhe segue.

As rochas dioríticas de transbordamento, mais facilmente que o diorito, se transformam em rochas verdes pela formação de chlorita. Desaggregam-se mais facilmente que o diorito. As rochas ricas em ferro produzem solos de coloração castanha em climas temperados, e de coloração vermelha em climas quentes.

Quanto á composição, as rochas do grupo do diorito se distinguem das rochas ortoclasicas pela grande porcentagem de calcio e magnésio e pequena de potássio. O t eor medio de alimentos vegetaes   o seguinte :

a) Diorito rico em quartzo		b) Diorito pobre em quartzo	
Na ₂ O	3,6 a 4,2 �/o	3,6	a 4,2 �/o
K ₂ O	2,5 a 3,2 �/o	2,1	a 2,4 �/o
MgO	1,5 a 2,0 �/o	1,2	a 4,4 �/o
CaO	3,0 a 4,0 �/o	3,3	a 7,3 �/o
P ₂ O ₅	0,1 a 0,2 �/o	0,08	a 0,32 �/o

Os solos correspondentes s ao, em media, mais ricos em alimentos vegetaes que os do grupo do granito, e relativamente   riqueza em argilla os do segundo grupo (b) approximam-se dos formados pelo grupo syenitico.

As rochas dioriticas apparecem sempre umas ao lado das outras sem limites nitidos caracteristicos. Este facto prova que ellas representam uma unica entidade, apenas modificada pelas condi oes de resfriamento. Assim, o cume das montanhas eruptivas comp oem-se geralmente de andesito e de tufos andesiticos, enquanto nas partes baixas occorrem maior ou menor quantidade de porphyrito. Este, nas camadas mais profundas, transforma-se em diorito.

No segundo grupo das rochas plagioclasicas, a de profundidade   o gabbro.

O basalto, a diabase e o melaphyro, s ao as respectivas rochas de transbordamento.

Todos os gabbros em estado fresco distinguem-se pela colora ao negra, viva, e pelo alto peso especifico. Poucos

apresentam tons esverdeados. A estrutura laminar é nelles frequente. Quando alterados, apresentam-se com visível augmento da tenacidade. A olivina, mineral accessorio, é quasi sempre invisível a olho. As granadas assim como o ferro titânico e a apatita, encontram-se frequentemente nos gabbros. A apatita apparece quasi sempre em veio.

Os gabbros são rochas muito espalhadas, quasi sempre em forma de grandes diques ou massas lenticulares. Na maioria dos casos têm os bordos transformados em *amphibolito*, rocha isenta de feldspato. Os gabbros são encontrados em todas as épocas da terra, apparecendo, entretanto, com mais frequencia, até ao terciario. Não se conhecem com segurança, formações mais recentes.

Os productos de formação recente dos magmas basicos são os basaltos, tambem chamados *doleritos* quando se apresentam com aspecto granuloso. Quando, porem, mais compactos, em virtude do pequeno tamanho dos grãos, tomam o nome de *anamasitos*. Algumas vezes dá-se o nome de *trapp* para designar certas variedades de basaltos. Si a estrutura porphyrica é mais evidente que nos basaltos ordinarios, denominam-se *melaphyro*, que se caracteriza pelo apparecimento frequente de amygdalas. Estas rochas são mais resistentes á desaggregação que os basaltos communs. Quando muitos mineraes já se transformaram, caso em que a rocha toma coloração verde denomina-se *diabase*. As diabases de estrutura porphyrica pronunciada se denominam *diabases porphyricas*. A rocha inicial, de côr escura ou negra adquire, pois, tonalidades verde-castanhas ou verde-escuras.

As lavas basalticas vitreas são frequentes, como igualmente o são os tufos basalticos.

Os basaltos e os melaphyros formam enormes massas de transbordamento que cobrem extensas superficies da terra. As gigantescas massas de trapp do Dekan, na India, e as regiões de melaphyro do sul e centro do Brasil, já foram mencionadas. Outro exemplo é a região basaltica que se estende da Irlanda atravez das Hebridas em direcção á Groenlandia.

Os mineraes do grupo do 'gabbro desaggregam se difficilmente, muitas vezes, porém, a desaggregação pode ser

rapida em consequencia da grande porcentagem de ferro. Os agentes da desagregação não encontram muitos pontos de ataques na superficie lisa das rochas. O teor em alimentos vegetaes é o seguinte :

Na ₂ O	2,2 a 3,2 %
K ₂ O	0,8 a 1,8 %
MgO	5,9 a 8,9 %
CaO	8,1 a 11,5 %
P ₂ O ₅	0,2 a 0,5 %

Os productos de desagregação formam solos de côr escura vermelho-violete. A estes solos pertence a *terra rôxa* do centro e do sul do Brasil, que se caracteriza pelas extraordinarias propriedades physicas.

A ausencia do quartzo dá origem aos solos quasi sempre pesados.

As rochas de transbordamento do ultimo grupo (isentas de feldspato), conhecidas sob o nome de *picritos*, assemelham-se extraordinariamente aos basaltos, dos quaes se distinguem por possuirem estructura porphyrica mais pronunciada, sobretudo as que têm pequena porcentagem de feldspato. Neste caso são denominados *picritos porphyricos* e representam sempre as formações mais recentes.

As rochas de profundidade bem crystallizadas pertencentes a este grupo são designadas pelo mineral que existe nellas em maior quantidade, como, por exemplo: *peridotitos* quando predomina a olivina ou peridoto; *pyroxenito*, no caso do pyroxenio ou da augita; *hornblendinos* ou *amphibolitos*, no caso da hornblenda ou do amphibolio.

Os peridotitos são rochas olivínicas de grãos medios e de coloração verde amarellada. São muito raras quando frescas, apparecendo quasi sempre em diversos estados de desagregação, como na serpentina.

A estructura granular é tanto menos evidente quanto mais adeantada é a transformação. As serpentinas typicas são rochas massiças que se fracturam em grandes blócos. São de coloração verde, verde-escura ou verde-azulada, atravessadas por agulhas de asbestos, de talco, de magnesita, etc. A trans-

formação da serpentina dá origem frequentemente á chlorita, que lhe dá coloração verde clara e a torna friavel. Algumas vezes o talco apparece em quantidades taes que os ultimos productos são *rochas de talco*.

O pyroxenito e amphibolito soffrem as mesmas transformações; o producto final é a nephrita, de que já se fallou.

As rochas sem feldspato, em virtude da alta porcentagem de ferro, desagregam-se facilmente, formando solos escuros de character argilloso. Como já se disse, quando a transformação não chega a produzir solos vermelhos, a coloração negra é erroneamente attribuida ao humus. Attribute-se a estes solos grande valor agricola, mas na realidade elles não o têm.

A composição chimica dessas rochas é a seguinte, em média :

Na ₂ O	0,4 a 0,6	o/o
K ₂ O	0,2 a 0,8	o/o
CaO	6,3 a 13,0	o/o
MgO	19,5 a 29,2	o/o
P ₂ O ₅	0,05 a 0,14	o/o

A quantidade de phosphoro é tão pequena e está tão intimamente combinado com o ferro, que se torna inutil para a alimentação vegetal.

As rochas isentas de feldspato são grandemente espalhadas. A serpentina, especialmente, é encontrada nos primeiros periodos da terra; o picrito o é até os tempos modernos.

* * *

16.A PRELEÇÃO

As rochas alcalinas, de classificação ainda não perfeita, originam-se todas da parte fluida do magma, cujas erupções, quasi sem excepção, se succedem ás das rochas alcalino-calcareas. Conclu-se, por isso, que ellas pertencem a épocas mais recentes da terra.

Nessas condições, é evidente que devem existir todas as formas intermediarias imaginaveis entre as rochas alcalinas typicas, nas quaes predominam oxidos de ferro, em vez de

alumina, acompanhados de excessos alcalis. Assim apparecem as rochas alcalino-calcareas, que só podem ser differençadas após minuciosa analyse chimica e mineralogica, que permita, estabelecer se se trata de augita e hornblenda normaes ou sodicas. E o que acontece especialmente com o granito e o syenito alcalinos, rochas de profundidade.

Mais caracteristica é a formação das rochas alcalinas de transbordamento, que teem afinidade estreita com todos os grupos basicos das rochas alcalino-calcareas.

A forma de transbordamento mais espalhada do syenito é a *phonolita*. Os mineraes caracteristicos existem em porcentagem variavel e são : os feldspatos alcalinos, a nephelina, a leucita e o pyroxenio, immersos em massa vitrea, de coloração verde ou castanho-verde, de brilho gordo.

Sob a influencia da desaggregação, as rochas mais antigas adquirem aspecto pintalgado, pela transformação da côr em branco-sujo, amarello, castanho ou vermelho. Nestas rochas é muito caracteristica a eliminação em placas finas que, sob a acção de choque, produzem som musical, facto que serviu para a denominação da rocha (*phonolita*, isto é, pedra sonora).

As formas vitreas são raras. A *phonolita* e as rochas que lhe são affins, cujos grupos mais recentes são representados por trachyto leucitico, dão origem a solos eluviaes bastante pesados mas superficiaes. Experimentos em que foram utilizadas as *phonolitas* como adubo potassico, em forma de farinha, não produziram resultados nos climas temperados.

Nos climas tropicaes, a *phonolita* talvez possa ser empregada para adubação do solo, em virtude da composição em alimentos vegetaes, como se vê :

Na ₂ O	8,8 a 9,1 o/o
K ₂ O	4,5 a 5,2 o/o
MgO	0,3 a 0,6 o/o
CaO	1,5 a 1,7 o/o
P ₂ O ⁵	1,12 a 0,24 o/o

O grupo dos basaltos alcalinos que está em relação estreita com o dos gabbros, não pode ser differençado sem microscopio do grupo dos basaltos alcalino-calcareos senão pela

extraordinaria duresa e resistencia á desagregação. Particularmente importante é o *basalto leucítico* que, algumas vezes apparece como leucita pura, caso em que é rocha potássica.

Os basaltos alcalinos pertencem ao grupo mais recente das rochas eruptivos que, de modo geral, só apparecem após o terciario.

A composição chimica, média, dos especimens que contem leucita é a seguinte :

Na ₂ O	1,1	a	1,5	%
K ₂ O	4,4	a	4,7	%
MgO	3,4	a	13,0	%
CaO	7,0	a	11,5	%
P ₂ O ₅	0,2	a	0,8	%

Donde se vê que os solos por elles formados se contam entre os mais ricos.

As chamadas *rochas de scisão do magma*, já citadas por causa da pequena distribuição, não teem importancia edafologica.

O ultimo grupo de rochas que deve ser considerado é constituído de *tufos vulcanicos*, isto é magmas vitreos reduzidos a fina poeira ou pequenos grãos, pelo desprendimento dos gazes durante a erupção. Sua composição chimica corresponde á das rochas a que pertencem.

Segundo o tamanho dos grãos distinguem-se : 1) — as *cinzas vulcanicas*, representadas por finas poeiras que frequentemente são atiradas a grandes alturas na atmosphera, onde permanecem durante muito tempo em forma de nuvens luminosas, como acontece nas erupções do Krakatoa. Estas cinzas constituem fonte perenne de adubo natural, nas regiões onde existem vulcões em actividade, como, por ex., em Java ; 2) — as *areias vulcanicas* que formam outeiros, nas proximidades dos vulcões como succede em Pompeia ; 3) — os *lapilli*, productos de explosão vulcanica, que attingem o tamanho de nozes ; 4) — as *bombas vulcanicas*, isto é, agglomerados de vidro vulcanico que frequentemente attingem tamanhos consideraveis.

Em estado fresco, todos elles podem, até certo ponto, ser considerados como solos. Sob a influencia da agua, principalmente da agua quente, que tem grande poder dissolvente, elles se agglomeram rapida e fortemente, transformando-se em *rochas tufosas*, cujo caracter inicial é vagamente reconhecivel.

Isto acontece particularmente com as cinzas que se depositam no mar, como, por ex. os *tufos palagoníticos*, da Islandia, de natureza colloidal.

As *puzzolanas* e *trass* são tufos de pedra pomes agglomerados, de largo emprego na fabricação do cimento. E' evidente que, sob a influencia do intemperismo, os tufos se desagregam completamente, formando solos profundos, particularmente ricos quando proveem do magma basico.

Foi por isso que, sem duvida, os antigos centros de cultura da humanidade se gruparam na totalidade, em torno dos vulcões, como acontece na Africa e na Asia, onde os agricultores se congregam em torno do Kilimanjaro, do monte Kame-run e dos vulcões de Java e Sumatra. Quando a chuva é abundante, existem nestas regiões as melhores condições para produção agricola.

Resta, agora, passar em revista o segundo grande grupo de rochas que não se formaram pelo resfriamento do magma, como acontece com as eruptivas, mas originaram-se secundariamente dellas, em muitos casos, pela influencia consideravel do mundo vivo: as *rochas sedimentares*.

Emquanto que a totalidade das rochas eruptivas apresenta grande regularidade decorrente das condições de resfriamento e de segregação de cada mineral, as rochas sedimentares, no sentido restricto, não apresentam esses caracteristicos. Todas ellas proveem de deposições do material destruido e fragmentado das rochas vulcanicas. Em grande parte, estas ultimas se tornam solos fosseis de todas as variedades, sendo mais ou menos ligados por cimentos, muitas vezes originados das particulas finas do material depositado, que eventualmente pode ter soffrido transformações chimicas.

Muitas vezes o cimento é transportado de fóra em forma de soluto, emprestando ao sedimento caracter que não corresponde absolutamente a sedimentação inicial.

Os cimentos mais importantes das rochas sedimentares, são :
1) — *substancias argilosas*, frequentemente resultantes do proprio material sedimentado. Em geral não apresentam grande resistencia á desagregação e, por isso, nos climas humidos dos tropicos e sub-tropicos, fornecem solos mais ou menos

profundos, cujo caracter depende da natureza do material sedimentado ; 2) — *cimento ferro argilloso*, muito espalhado em todas as classes de rochas sedimentares. O ferro pode provir do proprio material de sedimento ou ser trazido em forma de soluto de sal de ferro, apresentando geralmente maior resistencia á desaggregação que os sedimentos cimentados por substancias argilosas ; 3) — *cimento de ferro*, que consiste em limonita. E' relativamente raro sob forma pura. Nos logares onde apparece, apresenta grande cohesão e resistencia ; os solos que elles formam localmente são extraordinariamente superficiaes ; 4) — *cimento calcareo*. Forma-se, em parte, dos proprios mineraes sedimentados ou veem do exterior, em soluto. Sedimentos com esse cimento são frequentemente muito espessos e desaggregam-se muito difficilmente, de modo que formam somente solos locaes e superficiaes. Contrariamente, sedimentos cimentados com margas, em que substancias argilosas se associam ao calcio, são, em regra, mais leves que as especies cimentadas com argilla, e por isso formam solos mais rapidamente ; 5) — *cimento silicoso*. As rochas sedimentares ligadas por este cimento são praticamente sem valor, como formadoras de solos, em virtude de serem pouco atacaveis. Ora se apresentam em forma de opala, reunindo grãos, ora provoca a formação de conglomerados resistentes, de grãos de quartzo rolado ; 6) — *cimento glauconitico*. Nas proximidades das costas maritimas, dos tropicos, as rochas sedimentares de glauconita pura, ou ligadas por cimento glauconitico, teem grande significação pratica.

De modo geral, as rochas sedimentares se apresentam com aspecto estratificado. Conforme o modo de formação, os sedimentos podem ser divididos em *mecanicos*, *chimicos* e *organicos*. Os primeiros, que apparecem frequentemente em forma de bancos, teem estrutura granulosa. O tamanho dos grãos varia desde blócos de rocha até á fina poeira. Si o material é transportado a pequena distancia, os grãos são angulosos. Quando ligados, originam os agglomerados angulosos denominados *breccias*.

Quando arredondado pelos transportes e não contendo cimento, o material toma os nomes de *seixos*, *areia* e *argilla*,

conforme o tamanho dos grãos. Formações agglomeradas se designam como *conglomerados*.

Da areia formam-se os *arenitos*, que se distinguem de acordo com o cimento. Por pressão, a argilla se transforma em *schisto argilloso* e, finalmente, em *phyllito*.

O têor de alimentos vegetaes das rochas sedimentares varia entre grandes limites, segundo o modo de formação. Baseando-se em grande numero de analyses, F. Heide fornece a seguinte composição, em media :

	arenito	rocha argilosa
Na ₂ O	0,1 a 0,24 o/o	2,00 o/o
K ₂ O	4,50 o/o	3,20 o/o
CaO	0,60 o/o	2,00 o/o
MgO	1,30 o/o	3,30 o/o
P ₂ O ₅	0,02 o/o	0,06 o/o

Todos os sedimentos mecanicos, com poucas excepções, fornecem solos muito pobres, o que deve ser bem observado quando se tem em vista escolher terras para fins agricolas.

As rochas calcareas e dolomiticas são os mais importantes sedimentos chimicos que constituem solos. Os sulfatos e chloretos nunca dão formações apropriadas para culturas.

Os carbona os de calcio e os carbonatos de calcio e magnesio se acham grandemente espalhados. Elles possuem variavel porcentagem de P₂O₅, que vai até 1,7 o/o, alem de diminuta porcentagem de potassio e de sodio.

A *terra rossa mediterranea* (que não deve ser confundida com a terra rôxa) de coloração vermelha ou castanho-vermelha, que quasi sem excepção se forma destas rochas, sob a influencia dos climas quentes, é em geral pobre em potassio si não tiver sido enriquecida por material mineral proveniente de fóra.

Quando submettidos á influencia de altas pressões e temperaturas, os sedimentos e as rochas eruptivas formam as *rochas metamorphicas*, na maioria dos casos granulosas, podendo apresentar estrutura compacta, sempre schistosa. Os representantes mais importantes são :

1) o *gneiss*. Este, conforme o mineral que nelle predomina, pode ser dividido em : *gneiss feldspatico*, *micaceo*, *hornblendico*. etc. Desse modo, tem-se elementos para avalial-o como formador do solo Os solos mais ricos são formados pelo *gneiss hornblendico* e pelo *gneiss biotítico* ;

2) o *eclogito* e o *amphibolito*, rochas escuras, nas quaes predominam mineraes basicos, que se desaggregam com relativa facilidade, tomando coloração intensa e formando solos geralmente ricos ;

3) os *schistos silico-magnesianos*, aos quaes pertencem os *schistos chloriticos talcosos* e *serpentinicos*, alem dos *schistos olivinicos*, *hornblendicos* e *augiticos*. Os dois ultimos grupos formam solos vermelhos, geralmente ricos em materias nutritivas ; o primeiro forma solos pobres, como bem pode deduzir-se, *a priori* ;

4) o *quartzito*, proveniente de arenito rico em quartzo, formando solos leves, claros e quasi sempre muito pobres ;

5) os *schistos silico calcareos*, de estrutura compacta, e os *phyllitos calcareos*. Não se pode estabelecer regra para os solos oriundos destas rochas, em virtude da grande variabilidade dos mineraes que entram na sua composição. De desaggragação relativamente difficil, os solos locais por elles formados são geralmente superficiaes ;

6) o *marmore*, carbonato de calcio mais ou menos puro, pode ser considerado como rocha calcarea, porem ainda mais pobre em alimentos nutritivos para os vegetaes.

As rochas sedimentares de natureza organica são : o carvão, o petroleo, etc. Não tem importancia agrológica. Os seus estados primarios, como a turfa, o humus, etc., serão tratados isoladamente quando se estudar a formação do solo.

* * *

17.A PRELEÇÃO

As rochas e os mineraes estudados até agora constituem a materia prima que dá origem aos solos.

Segundo Wiegner, *solo é uma dispersão de particulas solidas* que obedecem as leis da chimica colloidal ou chimica dos dispersoides.

O que se entende, porém por dispersão de partículas solidas? Para responder a pergunta, é condição necessaria examinar a origem do solo e as leis da chimica colloidal, para compreender-se o modo como nelle se processam as transformações, tal como as entendem os pesquisadores modernos.

Os solos se caracterizam pelas respectivas partículas solidas. Entre elles formam-se espaços que são occupados por ar, por agua, pelas raizes dos vegetaes e por micro-organismos.

Secco ou completamente saturado pela agua, o solo é um systema de duas phases. Gibbs, porem, levando em conta os diferentes estados de aggregação das partículas solidas, considera o solo como um systema de tres phases, no qual nem sempre é facil differenciar qual dellas deve ser considerada como meio de dispersão ou como dispersoide. Da multiplicidade de phases resulta grande diversidade de reações possiveis no systema, que varia infinitamente nos limites caracteristicos dos systemas polydispersos, com grande numero de componentes, nos quaes predominam os de natureza inorganica, feita excepção para a camada aravel do solo, onde tambem se encontram os de natureza organica.

As materias mineraes e humosas formam a phase solida do solo.

Fazendo abstracção da natureza chimica, as materias solidas dispersas podem ser differenciadas umas das outras pelo numero de partículas que se distribuem na unidade de massa ou na de volume. Estas partículas podem ser todas de equal tamanho, caso em que se trata de um systema monodisperso.

O solo muito raramente satisfaz a essa condição. Só as areias isoladas do littoral dos rios, separadas pela agua, e as conhecidas por "Millet-seed-sand" do deserto da Arabia possuem, approximadamente, partículas de equal tamanho.

Na maioria dos casos encontram-se, no solo, partículas de todos os tamanhos, desde pedras e areia grossa, cujos diâmetros variam de muitos centimetros e alguns millimetros até ás partículas de minimo diâmetro, como as da argilla, que formam transição para molleculas com diâmetro de 10^{-8} centimetros. Um systema composto de partículas de diferentes tamanhos é polydisperso.

A differença entre as diversas classes do systema, de accordo com o tamanho das particulas é convencional.

As dispersões nas quaes o diametro das particulas da phase dispersa é menor que 10×10^{-8} centimetros são chamadas molleculares ; as de 1×10^{-7} centimetros são colloidaes ; as de mais de 1×10^{-4} centimetros são grosseiras.

A' classe de dispersão mollecular, quando o meio é liquido, pertencem os solutos do solo ou, em outras palavras, como se diz geralmente, a agua do solo. Seus limites com a classe seguinte, a das dispersões colloidaes, não são nitidos.

Particulas de certos solutos colloidaes podem attingir grandesa de molleculas. Por outro lado, ha muitas especies de molleculas, especialmente nas combinações organicas, que tem diametro maior que 10×10^{-8} ou 1×10^{-7} centimetros encaixando-se assim perfeitamente no dominio dos colloies acima referidos. Taes substancias são chamadas *eucolloidaes*, e entre ellas se conta a maior parte das substancias organicas ou humicas existentes nos solos.

A hypothese de que as substancias em dispersão colloidal differem das de dispersão mollecular porque as particulas se compõem de diversas molleculas não é, pois, admissivel. As particulas colloidaes frequentemente denominadas *micellas*, podem consistir de algumas ou de numerosas molleculas e possuir character de ions isolados, isto é, uma ou mais cargas não saturadas. Tambem não pode admittir se, em face dos conhecimentos actuaes, que os colloides sejam sempre materias amorphas, como suppunha Graham, o descobridor do estado colloidal da materia.

Segundo Laue Scherrer-Debey, os roengtenogrammas mostram que verdadeiros colloides apresentam, muitas vezes, estrutura crystallina, emquanto que materias de aspecto macroscopico crystallino não fornecem figuras de reticulo especial, como acontece com a hemoglobina, a vitellina, etc.. Kantz explica este phenomeno admittindo que os reticulos destes crys-

taes não são sufficientemente regulares para produzir interferencia, apesar das propriedades crystallinas macroscopicas.

A ausencia de figuras de interferencia não é, pois, indice seguro de que uma materia possúe estrutura amorpha, hypothese esta suggerida por Weinmann.

A designação de colloidal dada a uma materia não diz nada a respeito da composição chimica, mas refere-se a um estado physico, isto é não indica mais que um gráo de dispersão nos limites referidos. O limite superior das dispersões colloidaes é determinado mais ou menos pelo tamanho das particulas, que é sufficientemente grande para paralyse o movimento browniano. Pode dizer-se tambem que este facto se verifica principalmente em virtude da grande superficie das particulas em relação a das molleculas, o que permite, em dada unidade de tempo, grande numero de choques molleculares, que se compensam. Este processo é bem conhecido e da maior significação. Um corpo pesado só é posto em movimento por um grupo de trabalhadores quando o esforço de todos elles se dá na mesma direcção; em caso contrario o corpo não se move. E' o que acontece com as molleculas, em relação ao movimento browniano.

Em principio, toda materia pode dividir-se em particulas de tamanho mollecular, colloidal ou grosseiro. De facto, isto é sempre possivel, muito embora nem sempre seja facil, mesmo em se tratando de agua e gelo.

A hypothese, hoje admittida, de que a porcentagem em materias colloidaes é importante para todas as propriedades physicas do solo, é praticamente decisiva para as propriedades chimicas, embora isso possa parecer exaggero.

Duas phases reagem uma sobre a outra quando a superficie das particulas se tocam.

Ostwald mostra como a superficie das particulas cresce extraordinariamente com a divisão da substancia, conforme se vê no quadro seguinte:

QUADRO II

arestas	numero de cubos	superficie total
1,0 cm.	1	6 cm. ²
1,0 mm.	10^3	60 cm. ²
1,1 mm.	10^6	600 cm. ²
0,01 mm.	10^9	6.000 cm. ²
1,0 micron	10^{12}	6 m. ²
0,1 micron	10^{15}	60 m. ²
0,01 micron	10^{18}	600 m. ²
1,0 milli-micron	10^{21}	6.000 m. ²
0,1 milli-micron	10^{24}	60.000 m. ²
0,01 milli-micron	10^{27}	600.000 m. ²
0,001 milli-micron	10^{30}	6 km. ²

A superficie das phases colloidas de parte das substancias dispersas no solo é, algumas vezes, maior que as superficies da parte restante. Este facto permite concluir que os coloides do solo são a séde dos phenomenos que nelle se processam.

Para o calculo da superficie das particulas do solo considera-se que ellas tenham forma espherica, tomando-se o diametro medio de cada uma, de accordo com os differentes tamanhos dos grãos, conforme se vê da seguinte tabella calculada pela formula de Zuncker :

Diametro em millimetros	Classes dos grãos	Diametro medio em millimetros	Superficie limite das phases, em centimetro quadrado por gramma
2,0 a 0,2	Areia grossa	0,55	44,6
0,2 a 0,02	Areia fina	0,053	445,8
0,02 a 0,002	Limo	0,0053	4458,0
0,002 a 0,0001	Argilla bruta	8,0000077	2990000,0
0,0001 a 0,000001	Ultra argilla (*)	0,0000023	9890000,0

Os resultados são pouco exactos para as classes de tamanho menor que duas micras, e isto porque a variação de tamanho nestas classes é muito maior que nas de grãos grosseiros. Emquanto cada uma destas classes compreende variabilidade de apenas uma potencia de dez, como, por ex., 0,2 a 0,02 mm. de diametro, nas fracções argilosas é de 0,002 a 0,000001 mm.

Esta concepção é corroborada pelas pesquisas de Svan Odén, Joseph e outros sobre a composição da fracção argilosa, pesquisas essas que demonstraram experimentalmente a existencia de todos os tamanhos de grãos entre 0,002 mm. e os de

(*) Determinada especialmente.

grandesa mollecular. Com o desenvolvimento, pelas particulas colloidaes, de superficies de dezenas de mil metros quadrados, desaparecem completamente as superficies das particulas mais grossas. Este facto mostra, á evidencia, a influencia decisiva das particulas finas no conjuncto das forças do solo.

O caracteristico da formação do solo partindo da rocha é a transformação desta em grãos de fina dispersão. A fragmentação que se realiza accarreta gasto de energia tanto maior quanto mais fina for a dispersão.

Como já se viu quando se estudou, de modo geral, a estrutura da materia, a divisão desta consiste na destruição do campo de attracção electro-magnetico que reúne umas ás outras as pequenas particulas o que corresponde ao apparecimento de novos potenciaes. O trabalho dispendido para a divisão da materia, desde que não se perca em forma de calor, encontra-se armazenado em forma de força de attracção ou repulsão, cuja somma era considerada uma especie particular de energia : *a energia de superficie*. A compreensão dos phenomenos physicos e chimicos do solo tornou-se com isso tão complicada que o pedologista se viu obrigado a utilizar muitas hypotheses para explical-a. Hoje, porem, as difficuldades foram afastadas.

A destruição do campo de attracção é algumas vezes incompleta, de modo que as particulas separadas da materia ainda conservam os caracteres peculiares como, p. ex, no caso da divisão mecanica ordinaria do feldspato, que se mantém como feldspato.

Em outros casos, a destruição do campo de attração pode attingir a estrutura da mollecula e mesmo a do atomo, pela eliminação das ligações dos electronios. Esses processos são conhecidos com o nome de reacções chimicas.

Como força que provoca a divisão physica e a transformação chimica das rochas só se considera o clima e, indirectamente, a vida que delle depende. Segundo a acção conjuncta dos factores climaticos, ora prevalece a divisão physica, ora a transformação chimica, por isso que cada clima possui determinada combinação de factores. Dahi resulta que, *para cada conjuncto de factores climaticos deve existir, necessariamente, determinado typo de desagregação*. Pode dizer-se, em outras palavras, *que a cada clima da terra corresponde determinado typo de solo*, isto é, as composições basicas da maioria das rochas da terra, em principio, raramente differem umas das outras, ainda que possam ser dessemelhantes do ponto de vista petrographico.

O conhecimento das condições climaticas da terra é a base para a compreensão da formação dos solos.