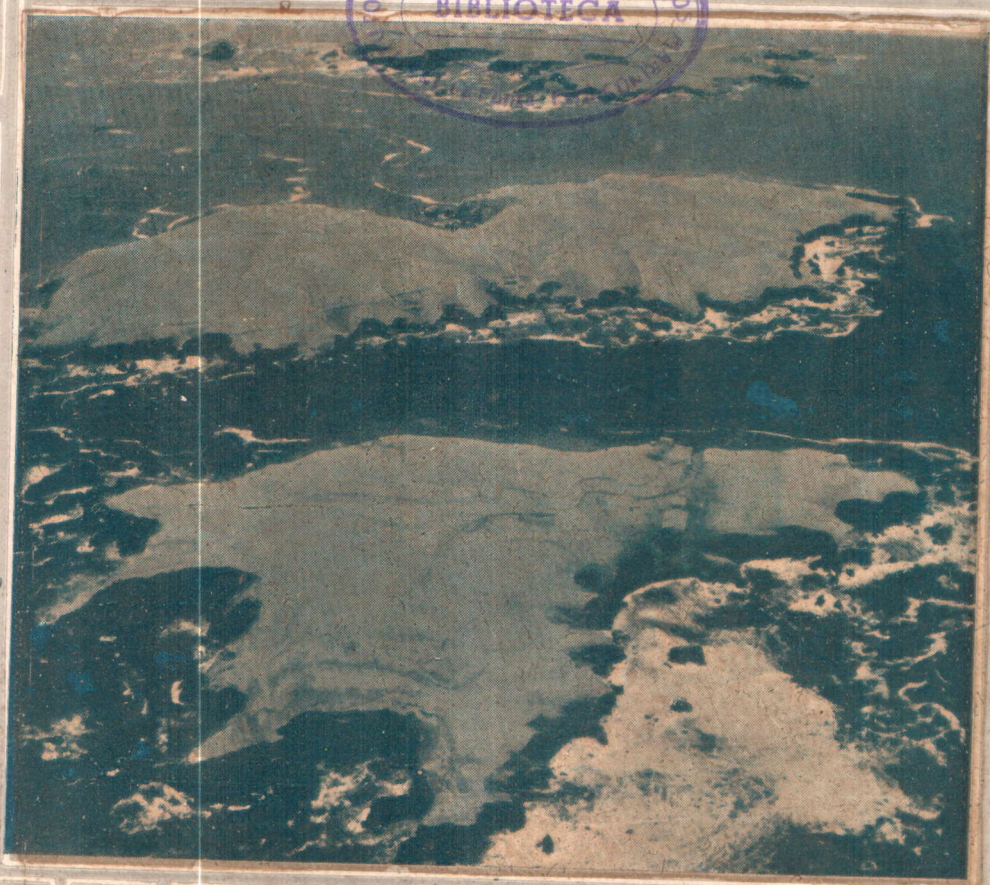


BOLETIN



DE LA
COMPANÍA ADMINISTRADORA
DEL GUANO

BOLETIN

DE LA

COMPANIA ADMINISTRADORA DEL GUANO

VOLUMEN XXVII

OCTUBRE, NOVIEMBRE Y DICIEMBRE

Nos. 10, 11 y 12

HIDROLOGIA

Neblinas y Desiertos *

POR EL DR. ALEJANDRO OLIVERI.

"Si no esperáis lo inesperado, no lo encontraréis; puesto que es penoso descubrirlo y además, difícil".

HERACLITO.

Considerando este docto estudio del doctor Oliveri como un llamado a ingentes posibilidades, hacemos su transcripción con la idea de que su conocimiento pueda despertar la empresa tanto de nuevos estudios en este sentido cuanto de aplicaciones prácticas que pueden sacarse de él.

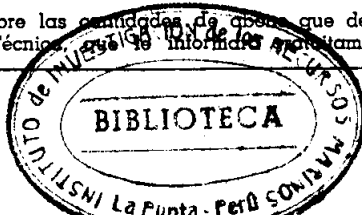
EL cuadro siguiente, fué presentado por el Dr. Colin Clark, de la Universidad de Cambridge, en Lake Success durante las conferencias de 1949 sobre Con-

servación y Utilización de los Recursos Naturales:

	Calorías diarias	Ingreso anual en Dólares
México	1.909	50
Colombia	1.934	68
El Salvador	1.944	25
Costa Rica	2.014	84
Honduras	2.079	34
PERU	2.090	32
Chile	2.130	133
Brasil	2.552	49
Uruguay	2.902	82
Cuba	2.918	105
EE. UU.	3.249	555
Argentina	3.275	171

* Publicado en "Informaciones y Memorias" de la Sociedad de Ingenieros del Perú. Vol. LII. Nos. 10, 12. 1951.

SI TIENE UD. dudas sobre las cantidades de agua que debe emplear y la forma de hacerlo, consulte a nuestra Sección Técnica, que se informará oportunamente.



Paralelamente con nuestra creciente dependencia de los países que nos abastecen de comestibles (carne, trigo, productos lácteos, manteca, aceites, etc.), empeora nuestra situación en este campo de la producción. Los productores agropecuarios, especialmente de la Sierra, ceden al poder de atracción que ejercen las colocaciones urbanas sobre todos sus estratos sociales y esta corriente humana sólo puede contenerse oponiéndole una fuerza equivalente y contraria, convirtiendo a las zonas productoras de comestibles en centros de suficiente atracción económica, capaces siquiera de hacer surgir la duda en los espíritus más emprendedores y más críticos; aun en este caso, la naturaleza de nuestro territorio no permitiría alcanzar las realizaciones perseguidas por un programa optimista de protección y de subvención para el fomento de la producción andina.

Hace años que el Ing. Rómulo Ferrero Rebagliati hizo conocer nuestra realidad en una publicación del Banco Agrícola del Perú; por otra parte el Instituto de Biología Andina, trata de resolver problemas que desconocen los países agrícolas y ganaderos de llanuras bajas, donde no existen los factores limitantes topográficos y de altura.

Las 500,000 Has. de tierra cultivadas en nuestro árido litoral, por su alta rentabilidad, son una incitación para incorporar a la producción nuevas extensiones de desiertos, pero es poco lo que hasta ahora se ha logrado debido al difícil aprovechamiento de limitados recursos hidráulicos de la vertiente occidental, insuficientes para nuestros extensos y sedientos terrenos. Mientras tanto la población del Perú aumenta con un ritmo de más de 100,000 habitantes por año y este crecimiento se produce ignorando los límites futuros del potencial biótico del territorio y la amenaza de las luchas para poder subsistir.

Nuestra realidad coincide más con los puntos de vista del Dr. William Vogt

(Road to Survival) que con los expresados por el optimista Jefe del U. S. Agricultural Research Administration, Dr. Robert M. Salter. Con todo, mucho se puede esperar de los métodos modernos de explotación del suelo y del aprovechamiento de nuevas fuentes de producción mediante las conquistas que irá haciendo la Ciencia.

En los EE. UU. piensan haber abierto una nueva frontera agrícola aprovechando industrialmente la vegetación espontánea que cubre millones de acres en la zona desértica del S W (Larrea divaricata, Rumex hymenosepalus, Nolina microcarpa, Agave, etc.), pero una verdadera conquista del desierto implica su explotación con la intervención de la voluntad humana, aplicando las modalidades que sugiere la técnica agronómica.

La vegetación adaptada a las duras condiciones de regiones áridas, es un auxiliar valioso en la conquista del desierto, especialmente la autóctona.

Para detener las dunas en Tunes y Argel, existen grandes plantaciones de Eucaliptus Polyanthema (vel Populifolia), variedad que se encuentra en la Sierra donde no prospera; en la Costa se dedican las Casuarinas para ese objeto y el molle en la Argentina.

En México, se propone cultivar plantas de rápido ciclo vegetativo y que requieren labores poco costosas, como el siquiltí (planta oleaginosa), la sanseviera o sensiviera (Guineensis, Cilíndrica y Ehrembergiana) que en 18 meses de cultivo produce fácilmente una óptima fibra blanca, fina y sedosa, superior a la del henequen. En Harrar y Dire Daua, es planta espontánea y Ks, 100 de hojas producen Ks. 4 — 5 de fibra.

En regiones secas como las del Níger y del África Oriental, prospera espontáneamente el Neuc (Guizotia abyssinica), oleaginosa cuya simiente se exporta con el nombre de Níger o Ramtill y contiene 40% de aceite; la torta residual es apetecida por el ganado. En condiciones fa-

PROCURE UD. QUE el guano aplicado sea utilizado, en lo posible, por la planta cultivada. Reduzca al minimum las pérdidas en el aire, el agua de riego y las malezas.

vorables, puede rendir Ks. 1.300 por Ha. La palmera Dum (*Hyphaene thebaica*, *dankalensis* y *nodularia*) es espontánea hasta m. 800 de altura; con incisiones en las partes tiernas de la planta, se extrae un jugo azucarado y fermentescible; del tronco se obtiene madera y leña; las ramas delgadas y la base del tronco dan fibras groseras para cepillos y pueden substituir a las de coco. El dum proporciona una harina comestible de calidad mediocre. La *Banites aegyptiaca* produce un fruto del cual se consume la pulpa y también el hueso previamente macerado. El tamarindo, la higuera, la datilera, los cítricos, el papayo, el almendro, el granado, etc. La *Cassia occidentalis* reemplaza al café y el *atatonu* de los Tubú substituye al thé. La *karité* (*Butyrospermum parkii*), con su fruto que contiene 55% de materia grasa, es el árbol ideal para la obtención de esta substancia. Muchas plantas son productoras de gomas y resinas (*Acacia*, *Albitia*, *Sterculia*, *Boswelvia*, *Balanites*, etc.), así como fibras de valor (*Dracaena ombet*, *Musa enste*, etc.), substancias curtientes, colorantes, etc. Especial mención merecen las forrajeras: el *sokoy* etiope es precioso por sus cualidades y porque resiste a la sequía; es abundante y espontáneo el *Pachirizus angulatus* en Ghinda y Cheren (Etiopía). En Somalia las dunas se revisten de una hierba roja (*Gisekia pharmacoides*) apetecida hasta por el ganado recientemente importado a la región. El ganado indígena consume una gramínea rastrera (*Andropogon*) conocida por Macare o Masai, que vegeta en las dunas, diversas leguminosas que componen el sifar o pradera de hierba corta, muy buscada por el ganado.

En las estepas desérticas de Australia se encuentra el *Igname silvestre*, cuyas raíces comestibles tienen sabor de melón; el *nenúfar azul* con tuérculos harinosos; el *nardú* y el *carradono*; la *xantorrea* cuya cepa sirve de combustible, sus raíces y retoños son un alimento, la savia

proporciona una goma adhesiva y además produce fibras.

En los terrenos arenosos del Sahara, los argelinos y marroquíes encuentran el *drinn* o *driss* (*Aristuda Pugens*), cuyos granos son comestibles, admirablemente adaptado a la vida en la arena; es una de las especies que permanecieron en la región cuando se presentó el período xerotérmico que llevó la aridez e que se semi domesticaron en el Sudán. hizo emigrar a los *Sorghum* y *Penicillaria*

En las estepas mediterráneas se encuentran plantas alimenticias y especies florísticas que se han convertido en fuentes de riqueza; son importantes la *Stipa* y el *Alfa*, especialmente el alfa que crece abundantemente en Libia occidental de donde se exporta en grandes cantidades especialmente a Italia e Inglaterra. Esta magnífica materia prima da un papel finísimo de alto precio, con un rendimiento del 40% *dry bond*. También figuran el olivo, el alcornoque, ciertos *Pinus*, el espárrago, la *alcaparra*, el almendro, el mijo, etc.

En el Perú solamente es posible aprovechar con el pastoreo la vegetación que espontáneamente se presenta en determinadas épocas del año; no existe una producción organizada capaz de substituirse por otra producción de calidad superior, que reduzca al mínimo las preocupaciones por el mañana.

Asociando los factores humanos, pedológico, climático y biológico, es posible crear una agricultura del desierto y los esfuerzos que se realizan en distintas partes del mundo, demuestran la importancia del problema. Es cierto que los organismos tienen tales exigencias que, transportados a un medio diverso de aquel al cual están adaptados, sucumben, se vuelven estériles o sufren transformaciones más o menos profundas, porque no se conocen todos los elementos del clima considerados desde el punto de vista biológico.

El hombre interviene modificando el clima del suelo mediante la irrigación; en pleno desierto del Sahara se han establecido estaciones agrícolas experimentales que se proveen de agua mediante pozos de unos mil metros de profundidad. Mucho antes los nativos utilizaron los "pozos aéreos" (con resultados inciertos) para obtener agua para los usos más urgentes; los pozos aéreos están constituidos por rumbas de piedras, en cuyo espacio libre se produce la condensación.

En la época incaica, se utilizó en la costa del Perú los huachaques y mahamaes; son extensas excavaciones efectuadas con el propósito de acercar la superficie laborable a la capa freática para hacerla accesible a las raíces de los cultivos.

En esta exposición no nos referiremos a la irrigación superficial, ni a la posibilidad de utilizar los cauces subterráneos y el subsuelo como un reservorio-distribuidor de inmensa capacidad. Nuestro propósito es señalar el interés que presenta el estudio del aprovechamiento de la humedad atmosférica y de las relaciones que existen entre las temperaturas y tensiones de vapor de agua en el aire atmosférico y en la atmósfera del suelo. Los mantos de neblina, que no se resuelven en lluvia, representan un caudal de agua no aprovechado y un desafío a la inventiva humana; no están agotadas las experiencias con los campos electrostáticos, con las ondas ultrasónicas, con los núcleos de condensación, con las sustancias higroscópicas y coloidales, con la compresión del aire húmedo, y con otros recursos físico-químicos aplicados industrialmente. Por otra parte, la corriente de Humboldt constituye una inagotable fuente de frigorías, desperdiciadas.

Desierto y vegetación.—Viajando por tierra y por aire a lo largo de nuestro litoral, es posible observar:

a) el desarrollo de una turgida vegetación herbácea entre los meses de mayo y noviembre en grandes extensiones on-

dulantes, como en las lomas de Lachay, Atocongo y Chilca.

b) la existencia de vegetación herbácea durante los mismos meses, en las faldas de los cerros orientales al S W, o sea hacia barlovento.

c) dilatados mantos de neblina, sujetos a influencias orográficas, entre cuyos frentes superficiales están comprendidas las extensiones señaladas en a) y b).

d) el crecimiento y fructificación de diversas especies florísticas, entre las cuales se comprenden el trigo, la cebada y el centeno, en la inmediata vecindad del asfaltado de la carretera panamericana, orillándola.

e) la presencia de pequeñas colonias arbustivas, aisladas, en terrenos arenosos y pedregosos, por lo menos en la superficie.

f) la presencia de arbustos aislados.

g) la coalescencia de las partículas líquidas de las nieblas, sobre las alas de los aviones y los parabrisas de los automóviles.

h) la transparencia de la atmósfera sobre las faldas de los cerros orientales al N E, o sea que miran a sotavento.

i) la producción de llovizna en ciertas extensiones del manto de neblina, provocada por alteraciones mínimas, locales, de algún factor meteorológico.

Evidentemente la vegetación puede subsistir cuando:

1. las raíces disponen de un volumen de terreno que contiene suficiente solución del suelo con pF, pH y concentraciones normales.

2. las temperaturas y tensiones del vapor de agua en el aire y en la atmósfera del suelo son favorables para la captación y retención de la humedad por el suelo.

3. el color, capacidad calorífica, conductividad térmica y capilar del suelo, participan favorablemente en la conservación de la humedad del suelo.

4. la estructura del suelo favorece los fenómenos de circulación del agua en fa-

ses líquida y vapor en provecho de la vegetación.

5. la temperatura media del horizonte A es superior a la del horizonte B.

y cuando intervienen otros factores del clima que se deben identificar siguiendo el lema de Agassiz: "Estudia la Naturaleza antes que los libros".

El agua y la agricultura.—El clima general de una región determina el clima del suelo y traza la pauta de su agricultura, pero el hombre con la irrigación y con el dry farming modificó el clima local del suelo, lo corrigió y lo dotó de nuevas posibilidades; luchó contra la evaporación esparciendo sobre el terreno sustancias de color pulverizadas, para modificar el régimen térmico del suelo; con el mismo objeto extendió papel sobre los cultivos (cultivo de la piña en California y Haway) y esparció mantillos de residuos vegetales.

Intercaló las cosechas de heno en la rotación de los cultivos o introdujo, como en Túnez, especiales modalidades para sacar provecho del agua pluvial acumulada por el terreno, poniendo a disposición de los cultivos más de dos mil toneladas de agua por Ha.

En las regiones áridas los cultivos consumen casi el doble de la cantidad de agua necesaria que en las regiones húmedas donde es de 200 a 500 kilos de agua por kilo de materia seca vegetal recolectable en la superficie del cultivo; por esta razón son tan variables los coeficientes de transpiración que consignan los diferentes autores.

En cuanto a la evaporación del terreno, resulta a menudo que los terrenos en climas áridos arrojan cifras bajas; ello se debe, en parte, a que la evaporación está limitada por la misma aridez del terreno que no puede evaporar agua que no contiene.

La humedad atmosférica.—Cuando el aire se encuentra en contacto con una superficie de agua, llega un momento en que la evaporación y la condensación se producen simultáneamente con intensidad igual porque el aire alcanzó el es-

tado de saturación. Enfriando el aire no saturado, a presión y contenido en agua constantes, se alcanza la saturación cuando la temperatura desciende hasta llegar al punto de rocío; entonces la presión parcial de vapor en el aire es igual a la tensión de vapor del agua a la misma temperatura y este fenómeno se observa en la formación de la neblina. También la compresión separa el agua.

La neblina está constituida por una dispersión estable de agua en aire, en la cual las partículas líquidas tienen el diámetro máximo de mm. 0,2 que se puede alcanzar por el proceso de condensación; la inestabilidad se produce cuando se modifican la temperatura, las cargas eléctricas, la homogeneidad en la dimensión de las partículas líquidas y cuando interviene el movimiento turbulento para facilitar las acciones que ejercen entre sí los elementos no homogéneos y favorecer las colisiones entre las partículas.

Las diferencias de temperatura y de diámetro influyen sobre las tensiones de vapor y hay transporte de agua de las gotas de menor a las de mayor diámetro y de las más calientes a las más frías. En esta forma participan en la captación del agua las gotas de rocío y las que se presentan en las hojas de las plantas cuando la humedad atmosférica no permite una activa evaporación y produce la "guttation" del agua transpirada.

En ciertas condiciones se establece una zona de transición entre dos capas de aire de diferentes características; esta zona está delimitada por dos superficies que se denominan "superficies frontales" las cuales, al intersecar las elevaciones del terreno determinan los "frentes superficiales". Si hay movimiento de masas de aire y el aire caliente reemplaza al frío, el frente se denomina "frente caliente" e inversamente; si no hay movimientos, se trata de un "frente estacionario".

El espesor de la zona de transición comprendido entre las superficies frontales superior e inferior, caracteriza a nuestra zona de neblinas; en ella se produce la condensación sobre núcleos de conden-

sación y se forman esférulas líquidas con un diámetro de unos mm. 0,01, que tienen una velocidad de caída de cms. 15 por minuto, necesitándose para la precipitación pluvial un diámetro mínimo de mm. 0,2; durante una lluvia el diámetro promedio puede ser mucho mayor.

Normalmente la temperatura del aire desciende 1° C por cada 100 mts. de elevación, pero la orografía puede alterar la gradiente térmica; es frecuente observar que al pie de las faldas de las montañas, durante la noche, la temperatura es más baja que en la cumbre, debido al drenaje del aire que es tanto más pesado cuanto más frío y más seco. Esta brisa de la montaña puede activar la evaporación si es baja su humedad relativa; Masuré encontró un aumento de 0,25 a 0,93 mm. en la evaporación cuando la temperatura del terreno se elevó de 17 a 17,5° C y la humedad atmosférica decreció de 91 a 75%.

Las gotas de lluvia cuando atraviesan aire no saturado, se evaporan después de haber recorrido una distancia que aumenta con la cuarta potencia del radio. En una atmósfera con 40% de humedad relativa, una gota con radio de mm. 0,1 evapora después de haber recorrido poco más de mts. 3,0 mientras que las gotas con un radio de mm. 0,5 pueden recorrer más de mts. 2.000.

Captación del agua atmosférica.—En la literatura aparece muy escasa información y los autores se limitan a repetirla. Son notables los estudios de Chaptal quien, en 100 días de observación, comprobó que el rocío aportaba a un terreno de Languedoc unos 100 metros cúbicos de agua por Ha., cantidad insuficiente para satisfacer las necesidades de la vegetación, carente de agua freática.

Durante el verano encontró que la capa superficial del terreno contenía a menudo menos de 2% de humedad, en condiciones, pues, favorables para que actuara la hidrogénesis por higroscopicidad, obediendo a la razón f/F entre las tensiones de vapor en el aire atmosférico y en la atmósfera del suelo. Basta un incremento de 1% en el contenido hídrico de los cms. 10 superficiales, para que el agua captada represente un aporte de unos m³ 13 por Ha., aporte que si se renueva cada noche compensa el déficit de las precipitaciones y las pérdidas por evaporación y transpiración.

Lebedeff encontró que en un chernozem de Odessa se condensaban anualmente mm. 72 de agua mientras la humedad relativa varió entre 50 y 92%; las determinaciones pluviométricas arrojaron una altura de agua de mm. 425. Estableció también que cuando el contenido en agua superaba al coeficiente higroscópico, la humedad relativa en la atmósfera del suelo puede llegar a ser igual al 100%, como sucede normalmente a partir de cms. 10 de profundidad.

Según Schlosing la higroscopicidad varía poco entre 9 y 35° C; cada suelo exhibe valores característicos.

El examen de las isotérmicas de la tensión de vapor de agua en la atmósfera del suelo en función del contenido hídrico, por los valores que acusa a diferentes temperaturas, nos hace ver la influencia de los microporos con un diámetro del orden de pocas moléculas. Salvo el agua energicamente retenida en las películas debe considerarse contenida en el suelo al estado de agua capilar. Puri tabuló el resultado de sus investigaciones en esta forma:

Muestra Nº	Constituyente de		Bases cambiables Ca	(m.c./100 gr. de suelo)	
	0,002	0,0001 mm.		Na y K	pH
6	28,4	16,9	6,3	1,0	5,29
13	60,3	41,0	55,6	3,3	8,53
72	45,9	11,4	14,0	1,8	8,30
123	85,5	30,2	12,0	17,4	8,92
141	54,5	—	50,4	1,0	9,03
145	62,2	60,1	54,2	3,6	8,30
161	41,1	28,6	34,2	1,0	7,68

Muestra Nº	Humedad absorbida con humedad atmosférica de						por ciento
	-10-	-30-	-50-	-70-	-90-	-99-	
6	1,06	1,42	1,79	2,76	4,32	7,51	por ciento
13	4,10	7,34	8,59	11,07	12,89	16,79	
72	0,06	1,2	2,01	2,43	4,07	6,43	
123	0,74	3,31	4,35	7,25	10,63	14,32	
141	1,59	3,11	6,40	9,87	11,32	13,66	
145	2,88	4,58	7,46	9,19	12,05	14,58	
161	1,14	2,28	3,18	4,54	6,16	9,55	
SILICE	8,99	16,25	24,97	30,06	39,05	51,00	

Muestra Nº	Humedades	Puntos de ebullición del agua del suelo, según su por ciento						%
		10	30	50	70	90	99	
6		127,0	120,0	114,0	106,5	194,0	100,0	°C
13		126,5	123,0	116,0	108,0	104,0	100,0	
72		128,5	121,5	118,5	107,5	104,0	100,0	
123		125,5	119,5	116,0	107,0	103,5	100,0	
141		126,0	120,0	114,0	106,5	101,0	100,0	
145		125,0	119,0	113,5	106,5	102,5	100,5	
161		127,0	124,0	115,0	106,0	104,0	100,0	
SILICE		124,0	119,0	114,0	107,0	101,0	99,5	
P.E. calculados		125,9	120,2	114,4	108,6	102,9	100,3	

Vemos como el agua, a partir de un determinado tenor en agua, exhibe tensiones de vapor inferiores a las del agua común a la misma temperatura; intervienen en el fenómeno la acción de los meniscos cóncavos y convexos contenidos en la estructura celular de los poros, la

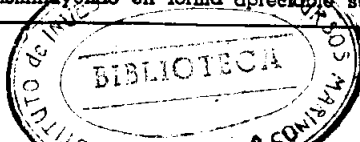
asociación de moléculas de agua, etc. La curvatura de los meniscos depende de la finura de los constituyentes del suelo, que también determinan el por ciento de espacio poroso como puede verse en la tabla siguiente que se refiere a algunos terrenos típicos:

	1	2	3	4	5
Arena	2,6	1,60	0,385		
Terreno arenoso	2,5	1,35	0,460	1,26	0,496
Terreno medianamente suelto	2,5	1,25	0,500	1,10	0,560
Terreno medianamente compacto	2,5	1,18	0,528	1,00	0,600
Terreno arcilloso	2,5	1,16	0,538	0,90	0,640
Terreno orgánico	2,0	0,90	0,65	0,550	0,675

1) Peso específico real

Estructura compacta { 2) Peso específico aparente
3) Volumen del espacio libre o poroso

EL ALMACENAMIENTO del guano de un año para otro produce pérdidas de importancia en su contenido de nitrógeno, disminuyendo en forma apreciable su poder fertilizante.



Estructura lacunar	}	4) Peso específico aparente
		5) Volumen de los espacios vacíos o espacio poroso.

El espacio poroso se puede determinar mediante la expresión:

Espacio poroso = $(1 - \text{Peso específico aparente} / \text{Peso específico real}) \times 100$.

Las tensiones de vapor de agua, se pueden conocer consultando las tablas y los gráficos psicrométricos; he aquí un extracto de una tabla higrométrica:

Temperaturas	10	20	30	40	50	grado centígrados.
Tensión de vapor	9,17	17,39	31,55	54,91	91,98	milímetros de Hg.
Vapor de agua	9,40	17,10	30,10	50,70	82,30	gramos por m ³ de aire saturado.

En la captación del agua atmosférica intervienen diversos factores y en forma especial el espacio poroso; la arena contiene menos de 50% de espacio poroso y la arcilla, como también los terrenos ricos en humus, contienen más de 50%. De la dimensión de los poros depende la movilidad del agua que establece la proporción de aire y agua que contienen. La arcilla posee más alta porosidad y poder retentivo pero menor permeabilidad que los suelos arenosos; estas propiedades repercuten en el diferente contenido hídrico en sus respectivos puntos de marchitez y así también en el régimen térmico de los suelos.

Temperatura del suelo.—Es uno de los factores más importantes en la actividad biológica, determinando la velocidad de las reacciones bioquímicas que presiden a la producción vegetal y a la descomposición y mineralización de las formas orgánicas del nitrógeno; la baja velocidad de descomposición origina la acumulación de materia orgánica en los "suelos fríos". En los terrenos de cultivo, el umbral entre las pérdidas y ganancias de humus se encuentra a 25°C y por esta razón en los suelos tropicales es difícil superar un contenido de 2% de humus. El optimum para la amonización y nitrificación se encuentra comprendido entre 15 y 25°C; a 50°C se suprime la nitrificación.

La temperatura del suelo depende en primer término de la cantidad de energía solar que ha captado; es despreciable la cantidad proveniente de las capas profundas, de la actividad bioquímica y del calor de humectación, en condiciones normales.

La cantidad de energía radiante que incide sobre una determinada área, depende de la latitud del lugar, del coseno del ángulo de incidencia y del espesor y características de la capa atmosférica atravesada. Las capas exteriores de la atmósfera, reciben durante el año un promedio de 1,94 cal/cm²/minuto sobre una superficie normal a la radiación; el valor de esta constante solar en Enero es 7% mayor que en Julio. Del total indicado, el 43% es reflejado y restituído al espacio y el sobrante se reparte así: el 12% es absorbido por el vapor de agua atmosférico; el 50% por los polvos, nubes y gases permanentes, llegando al suelo únicamente el 40%, o sea

$$0,78 \text{ cal/cm}^2/\text{min.} = 0,84 \text{ HP/m}^2.$$

La energía que alcanza a la superficie del suelo es parcialmente retenida y se denomina albedo la razón entre la cantidad de energía reflejada y la incidente, variable según las propiedades características de la capa superficial. El valor del albedo depende en gran medida de la diferencia entre los espectros de las radiaciones admitidas y emitidas; es-

tas últimas cubren una gama de mayor longitud de onda.

Entre los poderes emisoro y absorbente para las radiaciones integrales, existe la relación que señala la Ley de Kirchhoff: El poder emisoro de cualquier cuerpo es igual a su poder absorbente multiplicado por el poder emisoro del cuerpo negro considerado a la misma temperatura. Las Leyes de Stefan-Boltzman, Wien y Planck, permiten un conocimiento más detallado del fenómeno. La Ley de Kirchhoff puede expresarse así: La razón entre el poder emisoro y el poder absorbente, tiene un valor constante para todos los cuerpos que tienen la misma temperatura y el valor de tal razón depende únicamente de la temperatura del cuerpo y de la longitud de onda de las radiaciones. Resulta que a medida que baja el poder absorbente, debe bajar también el poder emisoro a fin de que se mantenga la constancia de la razón e iguale al poder emisoro del cuerpo negro a la misma temperatura. Wollny comprobó que el poder absorbente depende del color del suelo y afirma que el color negro y los tonos oscuros exaltan las diferencias de temperatura diurnas, aumentan la emisión de calor durante la noche y elevan la temperatura media durante los meses más calurosos en grado mayor que los colores claros; el poder absorbente es máximo para el negro y mínimo para el blanco y es mayor para el rojo que para el amarillo.

Según Bayer, los suelos negros absorben más calor solar que los suelos de color claro y también pierden más agua por evaporación, pero reciben más agua por condensación nocturna.

Modificando el color de la superficie del suelo (polvos de color, papel, mantillos, etc.) se consigue alterar la temperatura hasta en 5°C alrededor de la temperatura media normal, consiguiéndose importantes resultados económicos en los cultivos.

El albedo también depende de la pendiente del terreno y de su orientación, con

efectos perceptibles aun en nuestras latitudes como se puede comprobar en las peñas y postes de transmisión eléctrica; poderosa influencia tiene la cubierta vegetal arbórea o herbácea. En los trópicos, la diferencia de temperatura entre suelos desnudos y suelos de floresta excede los 20°C; la vegetación herbácea se comporta de otro modo: mientras un césped puede estar revestido por la escarcha, las rocas inmediatas pueden no dar siquiera señales de condensación acuosa, debido a la baja conductividad térmica de los tejidos vegetales entre cuya temperatura y la del suelo se pueden registrar diferencias superiores a 8°C.

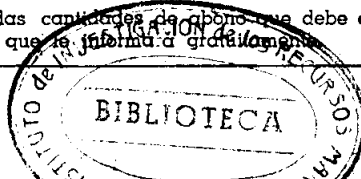
La temperatura del suelo depende igualmente de otras propiedades intrínsecas, especialmente de su valor específico, de la conductividad térmica, del contenido hídrico, etc.— El calor específico aumenta con el contenido hídrico y Lang demostró que la capacidad calorífica y el calor específico de un suelo pueden calcularse adicionando las capacidades de los diferentes constituyentes. — Presentamos la siguiente tabla:

	Calor específico referido a la unidad de	
	Peso	Volumen
Agua	1,00	1,00
Arena	0,19	0,51
Arcilla	0,23	0,55
Caliza	0,21	0,55
Humus	0,47	0,58

La influencia del agua sobre la capacidad calorífica se evidencia cuando se consideran en los cálculos los volúmenes en lugar de los pesos y así se explica la necesidad del drenaje cuando se persigue una rápida elevación de la temperatura durante la primavera, en los suelos fríos y anegados, en los cuales se produce la asfixia radicular de las plantas no palustres.

La velocidad con que se establece el equilibrio de temperaturas, depende de la naturaleza de los constituyentes así

SI TIENE UD. dudas sobre las cantidades de abono que debe emplear y la forma de hacerlo, consulte a nuestra Sección Técnica, que le informará gratuitamente.



como del contenido en agua; von Schwarz estableció este orden decreciente de conductividades térmicas: arena — marga — arcilla y turba, que aumenta con el tenor en agua, cuya conductividad es muy superior a la del aire. Smith y Byers deducen la conductividad térmica mediante esta expresión aproximada, aplicable a suelos secos: $k = k_2 P + k_1 (1 - P)$, en la cual k_1 y k_2 representan respectivamente las conductividades del suelo y del aire secos y P la porosidad; observemos que la conductividad decrece cuando la porosidad aumenta.

Se ha comprobado que el calor pasa del suelo al agua unas 150 veces más fácilmente que del suelo al aire y que mientras el contenido en agua aumenta, al mismo tiempo que el contenido en aire disminuye, el suelo acusa valores mayores en la conductividad térmica.

A continuación presentamos algunos coeficientes de conductibilidad, expresados en calorías transmitidas por hora a través de un espesor de un metro, para una diferencia de temperatura de 1°C entre las dos calorías, a 20°C:

Tierra seca	0,05—0,06
Tierra húmeda	2
Mármol	1,10—2,90
Arena silíceo	0,27—0,42
Arçilla	0,6
Turba húmeda	0,07
Turba seca	0,04—0,05
Agua inmóvil	0,50
Aire inmóvil	0,02

Estos coeficientes se aplican en la ecuación de Fourier: $Q = KS.dT/dx.t$, en la cual Q es el calor transmitido (en régimen estacionario o permanente); S el área paralela a las superficies y a través de la cual se considera la propagación; t el tiempo; dT la diferencia positiva de temperatura entre dos secciones distantes; dx y K representa el coeficiente de conductividad interna. La aplicación de esta ecuación presupone haber alcanzado un régimen permanente, sin oscilación de temperaturas.

Si las temperaturas T_x y T_{x+h} correspondientes a las secciones S_x y S_{x+h} .

separadas por la distancia h , varían con el tiempo, se tendrá:

$$dQ_x = KS_x (T_x - T_{x+h}) dt$$

Por el desarrollo de Taylor:

$$T_{x+h} - T_x = h.dT/dx;$$

omitimos los términos sucesivos al segundo, y podemos escribir:

$$1) dQ_x = -c.S_x .dT_x /dx. dt$$

poniendo por simplicidad $c = Kh$.— Para S_{x+h} será:

$$dQ_{x+h} = -c.S_{x+h} (dT_x /dx +$$

$h.d^2T_x /dx^2) dt$.—Por consiguiente:

$$2) dQ_x - dQ_{x+h} = h.c.S_x .d^2T_x /dx^2 dt.$$

que expresa el número de calorías que en el tiempo dt han sido absorbidas por el estrato de espesor h , provocando una elevación de temperatura igual a:

$$T_{x+h} - T_x = dT_x /dt.dt.$$

Siendo M la masa en agua de la unidad de volumen, tendremos:

$$3) dQ_x - dQ_{x+h} = M.S_x .h.dT_x /dt. dt$$

Igualando las expresiones 1) y 2) de las calorías retenidas entre x y $x+h$, durante el tiempo dt , resulta:

$$c.d^2T_x /dx^2 = M.dT_x /dt;$$

$$\frac{c}{M} \left(\frac{d^2T}{dx^2} \right) = \frac{dT}{dt}$$

Con estas expresiones se puede calcular la conductividad térmica K a partir del valor de la capacidad calorífica efectiva c , de la aceleración del cambio de gradiente térmica d^2T/dx^2 , y de los cambios de temperatura en un determinado punto en función del tiempo dT/dt .— Debe tenerse en cuenta que las fórmulas aplicadas en terminología, consideran como único cambio la dilatación térmica.

La regulación de la temperatura del suelo por el agua, es evidente si se consideran los efectos de la evaporación. Sabemos que la masa de agua M evaporada en la unidad de tiempo es proporcional a la superficie evaporante S , a la diferencia entre la fuerza elástica máxima F del vapor correspondiente a la temperatura del líquido y la tensión efectiva f del vapor de agua contenido en el aire, e inversamente proporcional a la presión P : $M = CS (F - f) / P$.— La constante C depende de la naturaleza del líquido, de circunstancias locales y de las unidades adoptadas; poniendo en la fórmula $f = 0$, $P = 76$ y $F = 17,4$ se obtiene $C = 0,56$ que con viento moderado alcanza el valor de 0,70.

La masa M al evaporarse absorbe $\lambda = 606,5 + 0,305 t$ Calorías por kilo de agua tomada a 0°C para transformarse en vapor saturado a la temperatura $t^\circ\text{C}$.

Se ha demostrado que la conductividad aumenta más rápidamente con las primeras porciones de agua que con aquellas que completan la ocupación del espacio poroso y que al límite tiende al valor correspondiente al agua. Petit encontró que el enfriamiento de la arena es más rápido que el de la arcilla y más lento que el de la turba; el lento enfriamiento de la turba se debe a la baja conductividad del aire que encierra en alta proporción.

Los cambios de temperatura se transmiten hasta la capa de terreno de temperatura invariable que, en los países tropicales, se encuentra a unos mts. 15 de pro-

fundidad; para profundidades mayores, la temperatura crece en razón de 1°C por cada mts. 33, valor de la gradiente geotérmica.

En la evaporación del agua del suelo, Fisher distingue: 1) Evaporación con intensidad constante, en la cual la evaporación procede regularmente mientras decrece el contenido hídrico y el suelo se comporta como una superficie de agua libre; 2) Evaporación con intensidad proporcional al contenido hídrico, debido al movimiento del agua en los grandes espacios porosos; 3) Evaporación debida a la humedad higroscópica, de muy baja intensidad y en la cual el agua llega a la superficie en fase gaseosa. Es corriente la observación de la rapidez con que seca el suelo después de una lluvia, por lo menos en la superficie, pero es aun incierta la determinación de la intensidad de la evaporación cuando la superficie se encuentra relativamente seca.

La humedad relativa del aire tiene enorme influencia y Meyer se fundó en ella y en determinaciones pluviométricas para clasificar las relaciones entre los climas de los suelos; según este autor, la humedad efectiva de los suelos es proporcional a la precipitación dividida por el déficit de saturación en el aire atmosférico. Este cociente NSQ (Niederschlag satfungungsdeficit quotient) fué utilizado por Jenny para clasificar los tipos climáticos de los suelos de los EE. UU.

Geslin y Servy presentan en un diagrama la variación de la razón E/Es entre las indicaciones del evaporómetro de Piche E y la evaporación real del suelo Es al variar la proporción de agua en el suelo. Mediante tal gráfico, adoptando ciertas convenciones para sumar los efectos mensuales, se pueden conseguir concordancias satisfactorias entre los valores considerados.

Para caracterizar el clima del suelo bajo el punto de vista térmico, se necesitan estos datos:

1—incursión diaria de la temperatura en la superficie.

2—amplitud de la variación anual.

3—decremento de la amplitud con la profundidad.

4—desplazamiento de la onda térmica con la profundidad.

El agua en el suelo. — Ecológicamente es importante establecer valores numéricos para definir el clima del suelo (índices de Lang, Emberger, Meyer, de Martonne, Henin, Trousseau y otros) y así mismo la relación entre el valor fisiológico y la forma de retención del agua por el suelo.

Las líneas A y B representan los casos extremos de dos terrenos en los cuales predominan los elementos finos (A) o groseros (B), respectivamente. En una columna de terreno con su extremo inferior sumergido en agua, como en el diagrama, se puede calcular la altura h que alcanza el agua por acción capilar si se conoce el diagrama de las tensiones de vapor en el terreno en función de su tener en agua; el cálculo se funda en el supuesto que la tensión de vapor a una determinada altura, equilibre a la tensión del vapor de agua a esa misma altura.

Si se representa con h la ascensión capilar, con g la aceleración de la gravedad, con T la tensión superficial entre el agua y el aire, con d la densidad del líquido y con r el radio de los capilares, tenemos que $h = 2T / gdr$; si se expresan h y r en cms., aproximadamente $h = 0,15 / r$.

Vemos en el diagrama cómo disminuye el espacio poroso con la profundidad capilar de la no capilar; la porosidad total aumenta con el diámetro de los agregados del suelo al mismo tiempo que la porosidad no capilar, mientras disminuye el por ciento de la porosidad capilar. El agua llena estos espacios libres, que se consideran compuestos por haces capilares o por poros comprendidos entre esférulas.

Según una clasificación, el agua se distingue en: higroscópica, capilar y gravitacional; cuando la última forma está presente, llena el espacio que en el diagra-

ma aparece ocupado por la fase gaseosa y alrededor de un cm. sobre el nivel hidrostático.

Puri considera que el suelo está constituido por esferas diminutas entre cuyos puntos de contacto se establecen capas sucesivas de "agua pendular" (según la nomenclatura de Versluy); aumentando el contenido hídrico, se establece contacto entre las cuñas líquidas y se puede llegar a cualquier punto de la fase líquida sin abandonarla. Esta agua se denomina "agua funicular". Por adiciones sucesivas, los poros se saturan de agua y se alcanza e estado de "agua capilar". La determinación de los puntos de ebullición del agua contenida por el suelo demuestra que, salvo el agua pelicular, cuyo espesor corresponde a las dimensiones de una molécula, todo el resto del agua se comporta como agua capilar.

La cantidad de agua correspondiente a cada pF, depende del tipo de suelo considerado; el agua higroscópica, relativamente inactiva, representa el 1 — 2% en los suelos arenosos y hasta el 60 — 70% en los turbosos. Sachs observó que mientras el tabaco marchita en suelo arcilloso, con elementos finos, cuando la humedad llega al 8,0%, la misma planta en suelo cuarzoso marchita si la humedad llega al 1,5% debido a la mayor movilidad del agua entre los elementos groseros del segundo. El trigo germina en un terreno que contiene 2,5% de agua y 2,3% de arcilla; si los elementos finos alcanzan el 13,2%, el contenido en agua debe aumentar hasta 7,7%.

Prácticamente la acción del agua capilar se hace sentir dentro de un radio de poco más de un cm. alrededor de las raíces absorbentes; la gradiente creada por el sistema radicular es el origen del equilibrio dinámico y el agua se moviliza al estado líquido y de vapor. El equilibrio final se puede alcanzar después de un prolongado lapso de tiempo, siempre que se suprima la acción extractiva de las raíces. Hay plantas, especialmente aquellas adaptadas a regiones áridas, que en

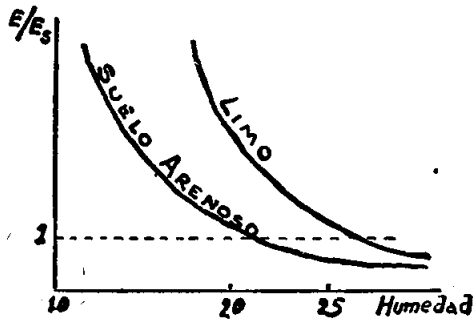


Fig. 1

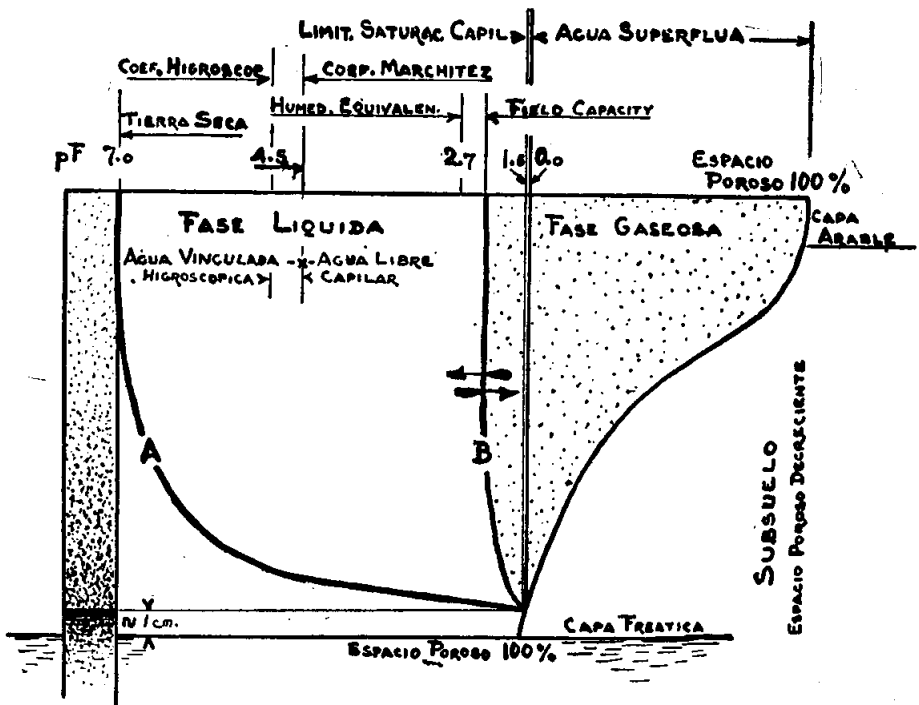
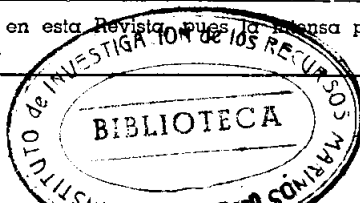


Fig. 2

CONVIENE A UD. avisar en esta Revista. Pues la prensa propaganda de su aviso en toda la República, le será beneficiosa.



determinadas circunstancias pueden reducir el contenido hídrico casi hasta el coeficiente higroscópico.

La vegetación necesita la presencia de agua con un pF bajo; en el frente del agua capilar la tensión de vapor corresponde aproximadamente a un pF de 2,7.

Puede existir una capa de agua subterránea, debajo de un desierto; el movimiento ascensional del agua no llega a compensar las pérdidas en las capas superficiales y no es posible la vida vegetal. La presencia de una zona saturada de agua no se hace sentir más allá de mts. 1,50—2,50 y las raíces de los cultivos alcanzan solamente 60-80 cms. de profundidad en el suelo, donde solamente el agua con bajo pF es accesible a los cultivos, pF que depende de la constitución del suelo.

Movimiento del agua en el suelo. — La presencia de una atmósfera con 100% de humedad (o muy próxima a este valor) en el suelo, es de tremenda importancia en la actividad biológica, no obstante que en terrenos con el óptimum de humedad solamente se encuentran poco más de Ks. 10 por vapor de agua en la capa arable de una Ha. Para mantener el pF 4,5 óptimum, interviene la difusión.

Sabemos que el número de moléculas que atraviesan un cm² de una superficie que separa dos mezclas gaseosas con los mismos constituyentes en diferente proporción, en la unidad de tiempo, es igual a $-K \frac{dn}{dx}$, donde n representa el número de moléculas por cm³ y $\frac{dn}{dx}$ representa la gradiente de concentración del gas considerado; el valor de K depende de la naturaleza del gas y de la porosidad del medio atravesado. El valor de K, o sea el número de cm³ que por segundo atraviesan un tabique permeable, dos gases que pasan en sentidos opuestos cuando la presión parcial de cada gas es de un mm.mayor en el lado de mayor concentración que en el opuesto, es directamente proporcional al cuadro del espacio libre E_1 , expresado como fracción del volumen total: $Q = K.E_1^2$. Además K es directamente proporcional al cuadrado de la

temperatura absoluta y Buckingham, dentro de las condiciones de sus experiencias, encontró que era igual a $2,16 \times 10^{-4}$ y que no era mayormente afectado por la textura, estructura y contenido en agua, excepto en cuanto a su influencia sobre el espacio poroso libre. Kopecky denomina "capacidad gaseosa del suelo", a la diferencia entre el espacio poroso y la capacidad de retención máxima del agua; —el valor de esta característica condiciona el tipo de cultivo y depende de la naturaleza del suelo.— La bien conocida Ley de Graham nos dice que las velocidades de las corrientes osmóticas de diferentes gases son proporcionales a la presión que soportan e inversamente proporcionales a la raíz cuadrada de la densidad, así que, si las presiones a los dos lados de un tabique poroso son las mismas, en las mezclas de aire, vapor de agua y CO₂, por cada cm³ de aire pasa-

rán 1: $\sqrt{1,529}$ cm³ de CO₂ o bien

1: $\sqrt{0,622}$ cm³ de vapor de agua.

Para una superficie S, en el tiempo dt, tenemos:

$$1) \quad dQ = K.S \frac{dn}{dx}.dt \quad y$$

$$2) \quad \frac{dn}{dt} = K. \frac{d^2n}{dx^2}$$

Alcanzado el régimen permanente, resulta de 2) que a la profundidad x la concentración n_x es constante; si no representa el tenor en vapor de agua de la atmósfera exterior, se tendrá 3) $n - n_0 = \alpha x$,

siendo α la gradiente de concentración constante. La cantidad Q en exceso en la capa de suelo de espesor x, para $S = 1$, será según 1):

$$Q = \int_0^x \alpha.x.dx = \alpha.x^2 / 2$$

y el gasto $G = dQ / dt$, o sea la cantidad de vapor de agua evacuada por difusión durante la unidad de tiempo, para $S = 1$,

serán según 1) y 3): $G = K \cdot dn / dx = K \cdot \alpha$ y el tiempo necesario para la evacuación de Q , será: $t = Q / G = x^2 / 2K$; transcurrido el tiempo t , las concentraciones del vapor serán iguales en la atmósfera exterior y en la del suelo.

Los tratados señalan las determinaciones efectuadas para el CO_2 , que arrojan para K un valor comprendido entre 0,08 y 0,10 cm / seg.

La participación que tiene el agua al estado de vapor en la distribución de la humedad, depende de su tensión de vapor, la que está ligada a la tensión superficial: el agua destila de los meniscos convexos de mayor curvatura a los de menor curvatura y de los meniscos cóncavos de menor curvatura a los de mayor curvatura.

La superficie mínima que una molécula gramo de líquido puede exhibir, es la de una esfera única; esta superficie se denomina "superficie molecular gramos" y se expresa:

$$S \cdot \gamma V^{2/3} = K (M/D)^{2/3}$$

donde V es el volumen de una molécula gramo de líquido, M su peso molecular y D su densidad; el producto S de la tensión superficial por la superficie molecular gramo tiene las dimensiones de un trabajo o de una energía y se la llama "energía superficial por molécula gramo". Representa el trabajo desplegado para producir la superficie S contra la resistencia de la tensión superficial.

Thomson, en 1870, observó que la tensión de vapor saturado depende de la curvatura de la superficie del líquido que lo produce y cuando, a determinada temperatura, la tensión sobre la superficie plana es p y sobre la curva es p_1 , se tiene:

$$p_1 = p + \frac{\gamma d}{D-d} \left[\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right]$$

en la cual D es la densidad del líquido, d la densidad del vapor respecto al agua,

γ la tensión superficial y R_1 R_2 los radios de curvatura, considerados positivos hacia el interior del líquido. Resulta que la tensión de vapor es mayor sobre una superficie convexa y menor sobre una cóncava, que sobre una superficie plana del mismo líquido.

Para fines prácticos, se puede despreciar la magnitud d respecto a D ; para una esfera de agua de radio R , se tendrá:

$$p_1 = p + \frac{2 \gamma d}{DR}$$

para una esfera de agua, $\gamma = 7,6$ mgr. por mm. Haciendo a $d = 0,000017$, a la temperatura ordinaria, se tiene:

$$p_1 - p = \frac{0,00026}{R}$$

expresando a R en mm., la diferencia $p_1 - p$ se refiere a mm. de agua. Cuando la temperatura se eleva, d disminuye y a la temperatura crítica $d = D$; para el equilibrio es necesario que $\gamma = 0$ y $p_1 = p$.

Para $R = 1$ mm. la diferencia de tensión de vapor entre una superficie curva y otra plana es de mm. 0,0003 de agua o sea mm. 0,00002 de Hg.; para las partículas que forman las nubes $R =$ mm. 0,01 y $p_1 - p =$ mm. 0,03 de agua.

Cuanto más pequeña es la gota, mayor es la tensión de vapor; las gotas pequeñas son absorbidas por las grandes hasta que estas alcanzan dimensiones uniformes y se establece un equilibrio. Una gota de agua con radio de 10^{-5} cm. tiene una tensión de vapor de uno por ciento superior a la del agua normal.

El efecto de la temperatura se puede determinar con la ecuación de Ramsay Shields:

$$\gamma = c (T_c - T - K), \text{ en la cual } T_c \text{ es}$$

la temperatura crítica; c y K son constantes. Según los mismos autores, el produc-

EL GUANO no es sólo un abono de aplicación industrial. También lo es de uso doméstico para los jardines huertas y plantas en macetas. Solicite los saquitos de abono preparados para ese objeto.

to de la superficie molecular $(MV)^{2/3}$ por la tensión superficial γ , decrece con la elevación de la temperatura, linealmente si las temperaturas consideradas están alejadas de la temperatura crítica.

En el terreno se asocian el movimiento del agua al estado líquido con el movimiento al estado gaseoso.

Lebedeff constató un transporte de mm. 66 de agua de las capas inferiores a las capas superficiales del terreno durante observaciones realizadas entre el 26 Otc. y el 1º Mar.; en otra experiencia realizada en verano, encontró que desde las hrs. 16 hasta las hrs. 4 del día siguiente, el contenido en agua en la capa superficial subió de 1,99 a 5,26 %.

La formación de fangales en las estepas rusas, en las primaveras siguientes a inviernos secos, se explica por el movimiento ascensional del agua subterránea, provocado por el salto térmico entre el subsuelo relativamente caliente y la superficie helada.

Ledebeff comprobó así mismo que en Odessa, donde la precipitación pluvial es de sólo 16 a 18 pulgadas, el aporte de agua desde el subsuelo corresponde a 5,3 pulgadas de lluvia. Es curioso que aun se desconozca la medida en que la captación de la humedad atmosférica y el movimiento ascensional del agua del subsuelo participan en las manifestaciones biológicas en la superficie del terreno.

El potencial capilar, o el correspondiente pF (logaritmo vulgar de la altura de agua medida en cms. necesaria para conseguir una succión igual al potencial capilar), se puede determinar aplicando la ecuación:

$$\log \left[\frac{p_1}{p} \right] = - \frac{gh}{RT}, \text{ donde } p_1$$

es la presión de vapor en la altura h, p es la presión de vapor en la superficie libre del agua, T es la temperatura absoluta en °C y R es la constante de los ga-

ses (para el vapor de agua, $R = 4,61 \times 10^3$ para presiones en milibares).

Por acción capilar, el agua se mueve en el terreno: a) en dirección descendente con el agua de riego y pluvial; b) ascendente, desde niveles inferiores saturados a niveles superiores no saturados y c) en sentido horizontal en los terrenos saturados. En los dos primeros movimientos interviene la gravedad, pero en el último sólo las gradientes capilares. Para los fines prácticos, basta especificar si el movimiento se produce en terreno saturado o no; en el primer caso el agua se mueve principalmente en los grandes espacios porosos por efecto de la gravedad venciendo a la resistencia de los gases que debe desalojar; en el segundo caso dominan las fuerzas capilares en los capilares más finos porque los grandes capilares están ocupados por la fase gaseosa y detienen la ascensión capilar. El espacio poroso ocupado por gases, en cierta forma se comporta como un check valve respecto al agua retenida por el terreno.

El hecho de que el agua se encuentre capilarmente absorbida, le permite ejercer acciones disolventes, deshidratantes e hidratantes sobre las sales contenidas en los conductos capilares. El sulfato de sodio, que normalmente se encuentra en los suelos salinos, forma diversos hidratos entre los cuales el más importante es el decahidrato, que ocupa un volumen 82,5% mayor que la sal anhidra. Este enorme incremento de volumen, acarrea resultados desastrosos a toda la estructura capilar. Si se trata de una roca, es capaz de reducirla a polvo en razón de las grandes tensiones internas que así se crean. La humedad crítica para la formación del hidrato es de alrededor del 80% y la temperatura crítica es de unos 32°C; si la temperatura y la humedad alternan alrededor de estos puntos críticos, la estructura del terreno profundamente alterada, termina por convertirse en compacta y eso obvia la importancia práctica del fenómeno.

Riegos.—El aporte de agua a los cultivos, que varía en intensidad de acuerdo con las necesidades fisiológica durante el desarrollo, se practica mediante el riego para suplir al déficit de la precipitación pluvial.

Para el objeto que nos ocupa, señalemos el sistema que Petersen introdujo en Alemania en 1860. Con este sistema se consigue la más completa utilización del agua y muy notables resultados en las producciones, empleándose relativamente poca agua en las explotaciones intensivas especialmente en terrenos impermeables, salinos, y en turberas. Una objeción que se le hace, es que con la subirrigación hay la tendencia a sobresaturar el subsuelo y que después de años de irrigación se acumulan en la superficie las sales alcalinas y se eleva el nivel de las aguas subterráneas. Otro inconveniente es su alto costo, originado por la instalación de tubos filtrantes de irrigación y de drenaje, con una diámetro de 4 — 5 cm. y pendiente del 2 — 3 por mil, enterrados a cerca de m. 1,25 de profundidad. En el sistema Petersen original, los sistemas de irrigación y de drenaje funcionan alternativamente y se presta para eliminar las sales en solución o por arrastre a profundidades no alcanzadas por las raíces de los cultivos y el encostramiento no puede producirse.

En las lomas de la costa el agua tiene movimiento alternativo durante el año y no acarrea sales a la superficie; es muy importante conocer las fechas de inversión.

Modificación del régimen térmico del suelo.— Con la exposición que hemos hecho, es fácil apreciar las consecuencias que traería un cambio en el perfil térmico del suelo, estableciendo a cierta profundidad un horizonte de temperatura favorable para la conservación y la captación de la humedad atmosférica y para la acumulación de humus.

Esta finalidad es posible conseguirla y depende de la inventiva que su realización demande razonables desembolsos.

Para refrigerar el suelo se podría utilizar un sistema de tubos como en el riego de Petersen haciendo circular por ellos el agua fría de mar, o mejor agua de baja salinidad refrigerada con agua de mar. La circulación del agua podría ser en circuito cerrado; una bomba serviría para mantener el agua en movimiento. Para evitar las grandes presiones hidrostáticas, en los terrenos elevados podría establecerse un circuito más corto y el agua podría refrigerarse durante la noche aprovechando la temperatura unos 12°C que registra el aire durante los meses de neblina. Aun más, se podría refrigerar el subsuelo con el mismo aire frío durante las noches y días que convengan, según las indicaciones meteorológicas, adoptando conductos permeables. El gráfico ayudará a hacer conjeturas.

La condensación de la neblina.— Como medios auxiliares para la captación de la humedad atmosférica deberían ensayarse la aplicación de las ondas ultrasónicas, de los campos electrostáticos, de lluvias de arena, electrizada o no, de agua pulverizada, de separadores de choque y de otros medios que utiliza la ingeniería química para las operaciones de separación.

Thomson y Helmholtz ya han señalado la acción del polvo en la precipitación del vapor y es bien conocido el fenómeno de la sobresaturación de los vapores. Alrededor de las partículas de polvo se forma una película líquida que tiene las propiedades de una gota de agua y alrededor de ella la presión de vapor difiere poco de la normal. En las sustancias porosas la condensación se produce porque el agua absorbida tiene tensión de vapor diversas a la del agua libre. En la condensación tiene importancia la estructura cristalina; el cuarzo podría ser un conveniente material de relleno para los "pozos aéreos" y también el yeso, que es soluble, negativamente. Creando un campo electrostático dentro de la masa de neblina o entre la neblina y el suelo debe tenerse presente que si

p representa la atensión de vapor fuera del campo y p' la tensión en la superficie electrizada, siendo σ la densidad eléctrica y H la intensidad del campo en la superficie, será:

$$H = - 4. \pi \sigma -$$

Sea d la densidad del vapor y D la del líquido; según Blondot:

$$p' - p = - \frac{2 \pi \sigma^2 d}{D} = - \frac{H^2 \cdot d}{8 D \pi}$$

y por lo tanto $p' > p$;

NOTA.—La refrigeración podría reducir las pérdidas del Nitrógeno durante la acumulación del Guano en las Islas.

Cuadro Nº 1.—Temperaturas del suelo. — La Molina. — 1945

Profundidad en cms.	0	2	10	30	70	130
Mayo.— Promedio mensual	27,1	24,9	24,6	25,1	26,4	26,8
Agosto.— " "	21,9	20,1	19,9	20,4	21,1	22,1
Novbre.— " "	31,0	26,6	25,4	25,6	25,1	24,1

Cuadro Nº 2.—Temperaturas del suelo; promedio mensual en la superficie y a 10 cms. de profundidad. — La Molina. — 1945

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Agt.	Set.	Oct.	Nov.	Dic.
MAX.	50,1	49,2	44,4	46,1	41,5	35,9	28,6	30,3	33,5	44,4	46,6	47,2
Superficie												
MIN	18,6	18,1	19,3	17,2	12,8	12,7	13,4	13,5	14,5	14,3	15,5	16,2
Prof. cm. 10	28,1	27,9	29,0	27,6	24,6	21,9	19,6	19,9	22,2	24,0	25,4	25,9

Cuadro Nº 3.—Temperatura del aire.—Promedio mensual. — La Molina. — 1945

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Máxima	28,5	29,0	29,6	28,6	25,6	22,4	19,6	20,0	22,2	24,0	25,2	25,7 °C
Mínima	17,6	16,9	17,8	15,9	11,7	11,6	12,8	13,1	13,6	13,2	14,2	15,2
Med. verd.	22,1	21,8	22,0	20,7	17,3	15,9	14,9	15,4	16,5	18,6	19,7	19,3

SI TIENE UD. dudas sobre las cantidades de abono que debe emplear y la forma de hacerlo, consulte a nuestra Sección Técnica, que le informará gratuitamente.

Cuadro N° 4.—Humedad relativa, por ciento, promedio mensual. — La Molina. 1945

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
A	94,1	93,9	94,7	94,7	95,5	95,2	95,2	94,4	93,6	93,4	93,7	93,8
B	52,2	48,1	48,5	49,5	53,0	63,1	68,8	71,4	61,8	56,1	55,5	59,3
C	78,8	78,8	80,3	80,7	83,2	87,7	88,7	89,0	86,1	82,0	81,0	82,5
D	0,27	0,49	0,13	1,03	1,01	1,70	2,48	2,48	1,06	0,89	0,58	0,48

A Máxima; B Mínima; C Media; D Lluvia en mm., total mensual.

Cuadro N° 5.—Temperatura — Promedio bihorario.—Lima, 1950

Hrs.	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	
°C	14,7	14,5	14,4	16,1	19,8	20,5	19,5	18,7	16,6	15,7	15,4	15,0	Mayo
°C	13,2	13,1	13,0	13,7	15,1	16,2	16,5	15,4	14,1	13,8	13,7	13,4	Agto.
°C	14,7	14,6	14,6	16,6	18,7	20,0	19,8	18,8	16,3	15,4	15,2	14,9	Nov.

Cuadro N° 6.—Temperatura del mar a hrs. 8.—Escuela Naval. — La Punta, 1944.

Meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Promed. mensual	16,1	16,5	17,0	17,2	17,4	16,6	16,3	15,6	14,7	14,6	15,5	14,6

Cuadro N° 7.—Lomas de Lachay.—Observaciones del año 1944.

Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Lluvia mm.
Enero	18,9	21,9	18,7	25,8	18,7	5,1	25,4	16,5	92	58	0,0
Febrero	20,2	23,4	20,1	25,3	15,3	10,0	28,0	17,0	92	56	0,0
Marzo	19,7	22,5	19,4	24,4	19,2	5,2	27,2	16,0	95	55	0,0
Abril	17,4	22,4	17,2	22,0	17,2	4,8	25,0	14,5	96	64	2,0
Mayo	14,4	16,6	15,1	17,9	14,3	3,6	22,3	12,0	96	80	18,0
Junio	13,2	14,9	13,2	15,0	12,7	3,1	19,5	12,0	95	82	25,0
Julio	12,0	14,4	13,0	15,3	12,3	3,0	16,8	11,5	95	85	19,0
Agosto	12,7	14,4	12,6	15,2	12,2	3,0	18,4	11,2	95	85	25,0
Setiembre	12,6	14,8	12,8	15,8	12,5	3,3	18,0	12,0	95	85	21,0
Octubre	12,5	15,9	12,9	17,2	12,5	4,7	19,5	11,8	96	74	5,0
Noviembre	14,2	18,2	14,2	19,5	14,2	5,3	22,0	12,5	97	64	2,0
Diciembre	16,7	20,1	17,0	21,2	16,6	4,6	23,5	14,0	96	64	0,0
Media	15,4	18,3	15,5	19,4	14,8	4,6	28,0	11,2	95	71	117,0

Columnas 1), 2) y 3).—Observaciones a hrs. 7, 13 y 18, respectivamente.

- 4) Temperatura máxima media.
- 5) Temperatura mínima media.
- 6) Oscilación media.
- 7) Máxima absoluta.
- 8) Mínima absoluta.
- 9) Humedad relativa por ciento, máxima.
- 10) Humedad relativa por ciento, mínima.