

# *Nueva Meteorología Tropical*

HELY PALENCIA  
(El Guareque del Tiempo)

244 Páginas / 73 Figuras / 9 Cuadros numéricos .



DEDICATORIA:

AL Dr.

Fernando Alvarez Bernal, quien fuera Jefe del Departamento de Hidrología y Meteorología de la Universidad Central de Venezuela, quien con su ayuda moral y su confianza puesta en mí, contribuyó a la formación de este libro.

Hely Palencia.

## P R E S E N T A C I O N

Desde hace varios años conozco a Hely Palencia, trabajamos como pronosticadores en el Servicio de Meteorología de las Fuerzas Aereas Venezolanas en el Aeropuerto de Maiquetía. Recuerdo que en ese tiempo a muchos de nosotros nos intrigaba que algunos datos de las estaciones meteorológicas de Venezuela, se suponía que tenían errores y se despreciaban para el análisis de los mapas sinópticos, - porque no coincidían con los modelos teóricos que teníamos en mente. Posteriormente, Hely fue designado para trabajar en el laboratorio de sinóptica de la Universidad Central - de Venezuela. Si bien, Hely no es un graduado universitario, por razones que no valen la pena mencionar aquí, su insistencia y su curiosidad son muy elevadas. Trabajaba - Yo para Edelca cuando comencé a tener nuevamente contacto con él, en esa época buscaba afanosamente mejorar el pronóstico de caudales del Rio Caroní, a través del pronóstico meteorológico. En repetidas ocasiones hablé con él y - me puso al tanto de lo que había descubierto, en un principio, tengo que confesarlo, no creí en sus teorías, pero Hely me entregaba sus pronósticos para Venezuela y pude - constatar que eran muy acertados.

Hely deseaba escribir un libro sobre lo descubierto por él y sus razonamientos; esto me pareció una excelente idea ya que de esa forma podría darlas a la luz pública y ser discutidas en profundidad. Desde este punto de vista-

le entusiasme para que las difundiera ya que la estructura básica de sus razonamientos aumentaron mucho mi interés.

Una forma de comprobar todo lo que él expone en este su libro es precisamente que varios investigadores discurren por ese camino. Se mejore su trabajo, o por el contrario, se deseché, pero esto debe hacerse bajo la luz del método científico. Yo por mi parte he podido observar algunos detalles de su teoría que me sirvieron de ayuda durante esa época. Sin embargo, sin conocerla en profundidad no puedo dar una respuesta totalmente favorable pero menos aún desecharla.

A medida que Hely progresaba en su manuscrito se dirigió nuevamente a mí para que escribiese esta introducción. Yo con mucho gusto acepté, puesto que considero que cualquier esfuerzo del hombre para mejorar el conocimiento es perfectamente válido, sea o no un egresado universitario.

Yo invito a todos los investigadores en meteorología de nuestro país a verificar esta teoría, porque representa la experiencia de un hombre dedicado a estudiar el tiempo en su propia universidad, la de su trabajo.

Ing. Nelson A. Hernández A.

Gracias, muchas gracias.....

...- a los ingenieros y Ex-ministro de Transporte y Comunicaciones: Francisco Lara García y Don Juan Pedro del Moral, por la consideración que tuvieron con mí persona mientras fuí parte de la nómina de empleados del M.T.C.

...- a la Prensa, la Radio y la Televisión de Venezuela por el respeto y la seriedad con que recibían y emitían mis boletines del tiempo, a tiempo..

...- al Decano de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela Jorge Pérez G., por sus gestiones a mi favor.

... al Dibujante Carlos Valero y al Ploteador Carlos Dominguez, ambos del Departamento de Hidrología y Meteorología de la Universidad Central de Venezuela.

Mi franco agradecimiento al Ingeniero Nelson Hernández Amaral por la cooperación espontánea y su entusiasmo en la corrección de este libro.

Recuerdos para quien fuera mi gran amigo, locutor: Severiano Rodríguez Aguilera, quien falleciera en febrero de 1.988, y quien me bautizó como:

" El Guareque del Tiempo" a través de Noti-Rumbos.

## INDICE

	Pág.
CAPITULO I	
Teoría de la zona virtual	2
Capa patrón	7
Capa estable	7
Atmósfera normal	11
Primera área tropical de comparación	16
Segunda área no tropical de comparación	16
Atmósfera anormal	21
Plano atmosférico vertical ( $H_p$ )	21
Alta presión completa ( $A_c$ )	23
Alta presión incompleta ( $A_i$ )	26
Salto atmosférico ( $S_a$ )	26
Salto atmosféricos parciales bajos	28
Salto atmosféricos parciales medios	28
Salto atmosféricos parciales altos	28
Salto atmosféricos totales	28
El salto atmosférico ( $S_a$ )	29
Salto atmosférico único	44
Angulo $\alpha$ , ángulo $\beta$	44
Salto atmosférico entre dos o más estaciones de sondeo	44
Posición del borde superior de $A_p$ entre dos estaciones de sondeo A y B	45
Zonas virtuales	48
Alta presión virtual ( $A_{pv}$ )	49
Zona virtual propia o inclinada	49
Zona virtual compuesta	59
Zona virtual horizontal	64
CAPITULO II	
Teoría de los lomos atmosféricos tropicales en superficie y en la altura	68
Alta presión isobárica	70
Alta presión normal o abombada	71
Alta presión con núcleo de máxima presión isobárica en el centro	75
Alta presión con lomo bórico	75
Alta presión escalanada o escarpada	77
Definición de alta presión en superficie	80
Definición de lomo bórico	81

	Pág.
Altas presiones de gran extensión horizontal	81
Altas presiones planas lineales	83
Altas presiones planas circulares	85
Bajas presiones en la superficie	87
Baja presión normal o verdadera (Bv)	87
Baja presión mixta (Bm)	87
Baja presión de un sólo punto (Bp)	92
Baja presión de doble punto (Bd)	92
Definición de baja presión en superficie	95
Altas presiones en la altura	95
Definición de altas presiones planas en la altura	95
Definición de lomos atmosféricos	98
Altas presiones de gran extensión horizontal	100
Altas presiones planas circulares	100
Altas presiones lineales	102
Lomos atmosféricos	103
Altura de un lomo atmosférico	103
Fondo de las hondonadas cerradas	104
Análisis por el método de los lomos béricos y los lomos atmosféricos	109
Método de los lomos béricos para el análisis de los mapas de superficie	110
Como localizar una baja o alta presión plana en superficie	110
Encajes atmosféricos	121
Encajes atmosféricos laterales	127
Alta presión plana lineal de nivel	138
Alta presión plana lineal de nivel forzado	138
Alta presión plana lineal de nivel libre	140
CAPITULO III	
Teoría de la cresta momentánea	145
Los planos laterales de una alta presión plana (Ap) son inclinados	154
Salto atmosférico (Sa)	159
El salto atmosférico (Sa) y el ángulo $\alpha$ y $\beta$	161
Plano atmosférico vertical (Hp)	163
Teoría de la cresta momentánea en el borde superior y delantero de una alta presión plana (Ap)	165
Definición de cresta momentánea	165

	Pág.
Movimiento de la cara delantera de una alta presión plana (Ap)	166
Primer triángulo rectángulo $\alpha 1$	167
Segundo triángulo rectángulo $\alpha 2$	170
Tiempo de espera de lluvias (te)	171
Duración de las lluvias (td)	171
Tiempo máxima td (máx)	173
Tiempo mínimo td (mín)	173
Cantidad de agua precipitada en el tiempo de duración (td)	173
Viento máximo antes de las lluvias	176
Viento promedio	177
Tiempo de duración del viento máximo	178
Ejemplo Nº 1	179
Hondonada atmosférica tropical delante de una alta presión plana (Ap)	187
Definición de hondonada atmosférica abierta	187
Presiones máximas	193
Demostración de la existencia de la cresta momentánea (CM)	194
Fase 1	194
Fase 2	195
Fase 3	197
Atmosfera inestable	199
Punto atmosférico efectivo	199
Línea horizontal efectiva (LHE)	199
Línea horizontal del nivel de cero grado centígrado (LHNO°C)	199
Atmósfera efectiva (AE)	202
Atmósfera inerte (AI)	202
Inestabilidad por humedad. Razón de humedad	202
Como localizar el punto atmosférico efectivo (PAE)	205
Figura especial de radiosondeo	206
Humedad relativa de la cima	208
Humedad relativa de la base	208
Truenos y relámpagos	212
Posición del punto atmosférico efectivo	215
Hondonada atmosférica abierta en la cara posterior de una alta presión plana (Ap)	217
Definición de hundimiento momentáneo	218
Movimiento de la cara posterior de una alta presión plana (Ap)	219
Primer triángulo rectángulo $\beta 1$	219

Velocidad inicial de Ap sobre E	Pág. 221
Aceleración de Ap	221
Segundo triángulo rectángulo $\beta 2$	222
Tercer triángulo rectángulo $\beta 3$	224
Tiempo de espera de lluvias (te)	225
Duración de las lluvias	225
Posición de los 1000 mbs. después de las lluvias	229
Las presiones mínimas	231
Ejemplo N° 2	232

## C A P I T U L O I

### ZONA VIRTUAL O ZONAS LATENTES DEL MAL TIEMPO

En un día soleado o en una noche despejada se puede presentar una inesperada tormenta local de corta duración debido a contracciones y expansiones atmosféricas, causadas estas por el avance horizontal de cuñas atmosféricas (o altas presiones virtuales) que se colocan entre dos niveles de presión inmediatos, separándolos (expansiones) y comprimiendo otros muy próximos (compresiones). - Estas compresiones y expansiones simultáneas se conocen como Zonas Virtuales.

## C A P I T U L O I

### TEORIA DE LA ZONA VIRTUAL

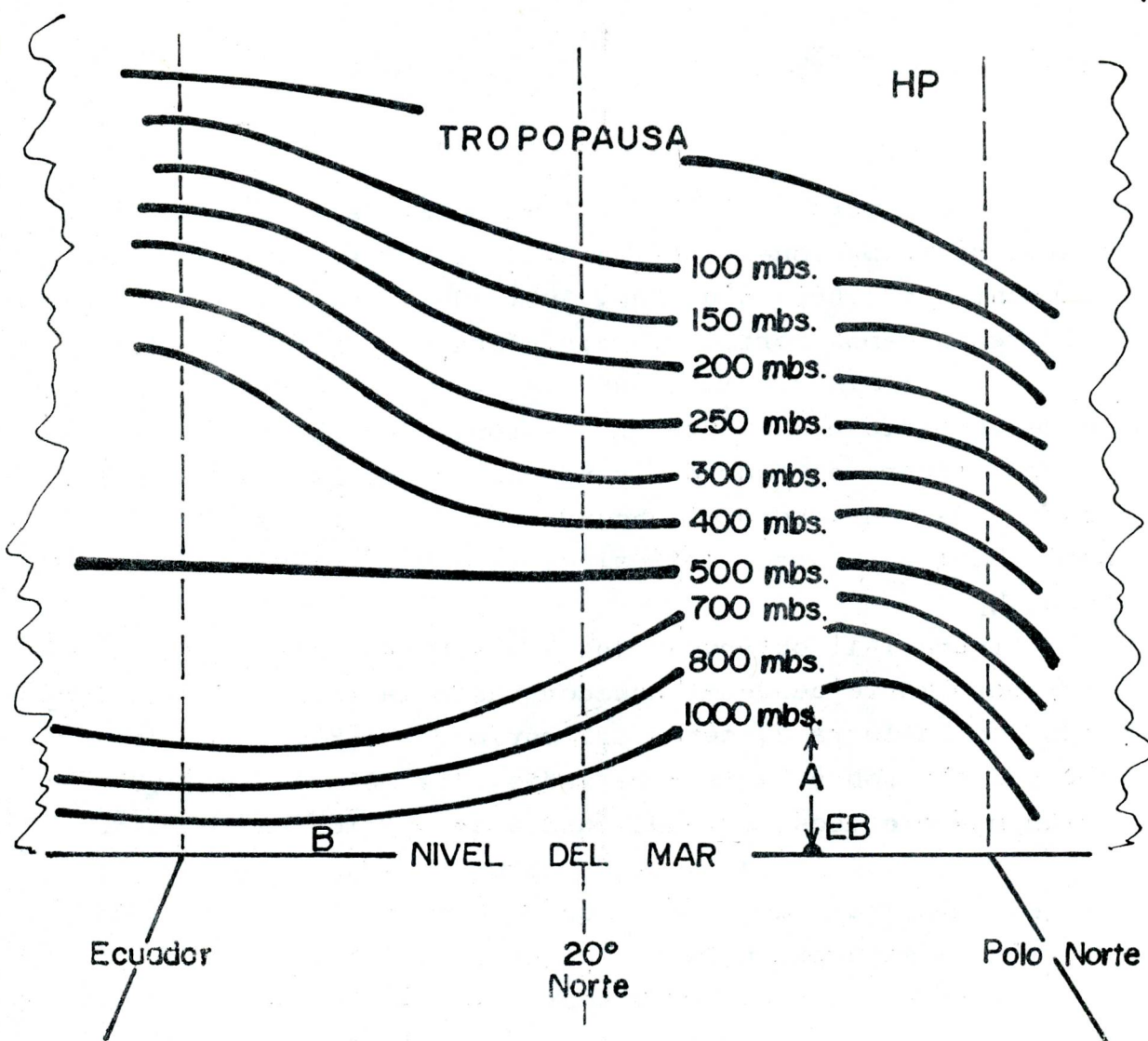
Si nos detenemos a pensar que la tropopausa, con toda la realidad, es más elevada en la zona tropical y específicamente en el Ecuador (18 Kms de altura aproximadamente) que en los polos Norte y Sur (8 Kms de altura aproximadamente), con suma razón se podría pensar, que las mayores presiones deberían de encontrarse en la zona tropical por tener en cualesquiera de sus puntos una columna de aire más elevada que en otro punto cualquiera de la tierra. Aquí en el trópico la tropopausa registra las máximas alturas, pero se tienen las mínimas presiones sobre la superficie terrestre en un estado de equilibrio atmosférico estable, mientras que en el Atlántico - donde la atmósfera es más baja (en comparación con el Ecuador) se observan las máximas presiones a nivel del mar, con la excepción siempre de que no exista una perturbación atmosférica especial.

En el Océano Atlántico y sobre la parte del Continente - de América del Norte, estas máximas presiones van a estar conformadas y controladas por las máximas elevaciones de las capas bajas de presión constante, como son los 1.000, 850 y 700 mbs hasta los 500 hpa, donde existe una altura muy uniforme - al compararla con la altura de los 500 hpa de la zona tropical. Por encima de los 500 hpa, las topografías de 400, 300, 200, - 100 hpa son más bajas en el Atlántico que en el trópico.

En la figuras 1-1, 1-2 y 1-3 podemos apreciar las diferentes distribuciones horizontales de los niveles de presión constante de 1.000, 850, 700, 500, 400, 250, y 100 mbs. Para tal efecto hemos cortado la atmósfera con un plano vertical que pasa por el meridiano  $65^{\circ}W$  y que se extiende desde el Polo Norte hasta el Ecuador. El lector, como observador estará parado siempre en Madrid mirando hacia los Estados Unidos y América del Sur, pero el observador solo verá la proyección horizontal del corte vertical de la atmósfera en el plano vertical Hp.

Figura 1-1, observese que los 500 mbs están extendidos horizontalmente desde el Ecuador hasta la Isla Bermudas (marcado con la letra B, cerca del meridiano  $65^{\circ}$ ). Por debajo de los 500 mbs sobre la Isla Bermudas, los 700, 850 y 1.000 mbs están muy elevados, causando una alta presión en la superficie de esta Isla y las vecindades del Océano Atlántico Occidental, mientras que en el trópico esos mismos niveles de presión se encuentran bajos, causando bajas presiones. Por encima de los 500 mbs y sobre la Isla Bermudas los 400, 300... hasta los 100 mbs se encuentran bajos; éstos mismos niveles de presión constante se encuentran altos en la zona tropical.

En la figura 1-2, puede observarse que todos los niveles de presión desde 1.000 hasta 100 mbs, se encuentran más elevados sobre la Isla Bermudas, causando alta presión en la superficie de esta Isla y sus vecindades en el Atlántico Occidental, mientras que en el trópico se encuentran bajos, causando bajas presiones.



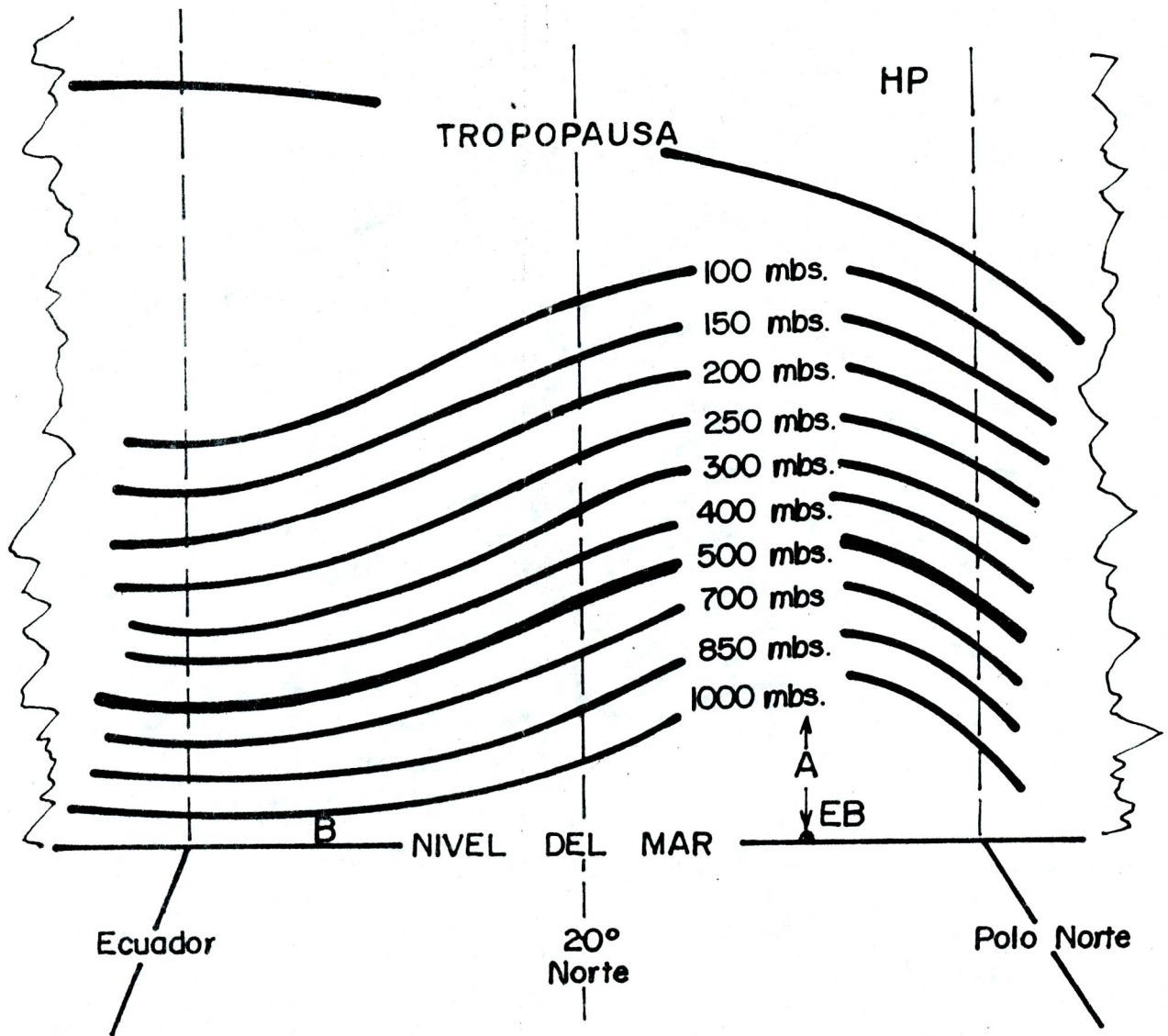
A : Alta presión

B : Baja presión

EB : Estación Bermudas (Isla Bermudas)

FIG. Nº 1-1. — Corte transverso de la atmósfera por un plano vertical HP, entre el Ecuador y el Polo Norte, y que pasa por el Meridiano 65° W (próximo a la Isla Bermudas).

Un observador parado en España puede ver la proyección horizontal del corte atmosférico en el plano vertical HP, la atmósfera no está definida.

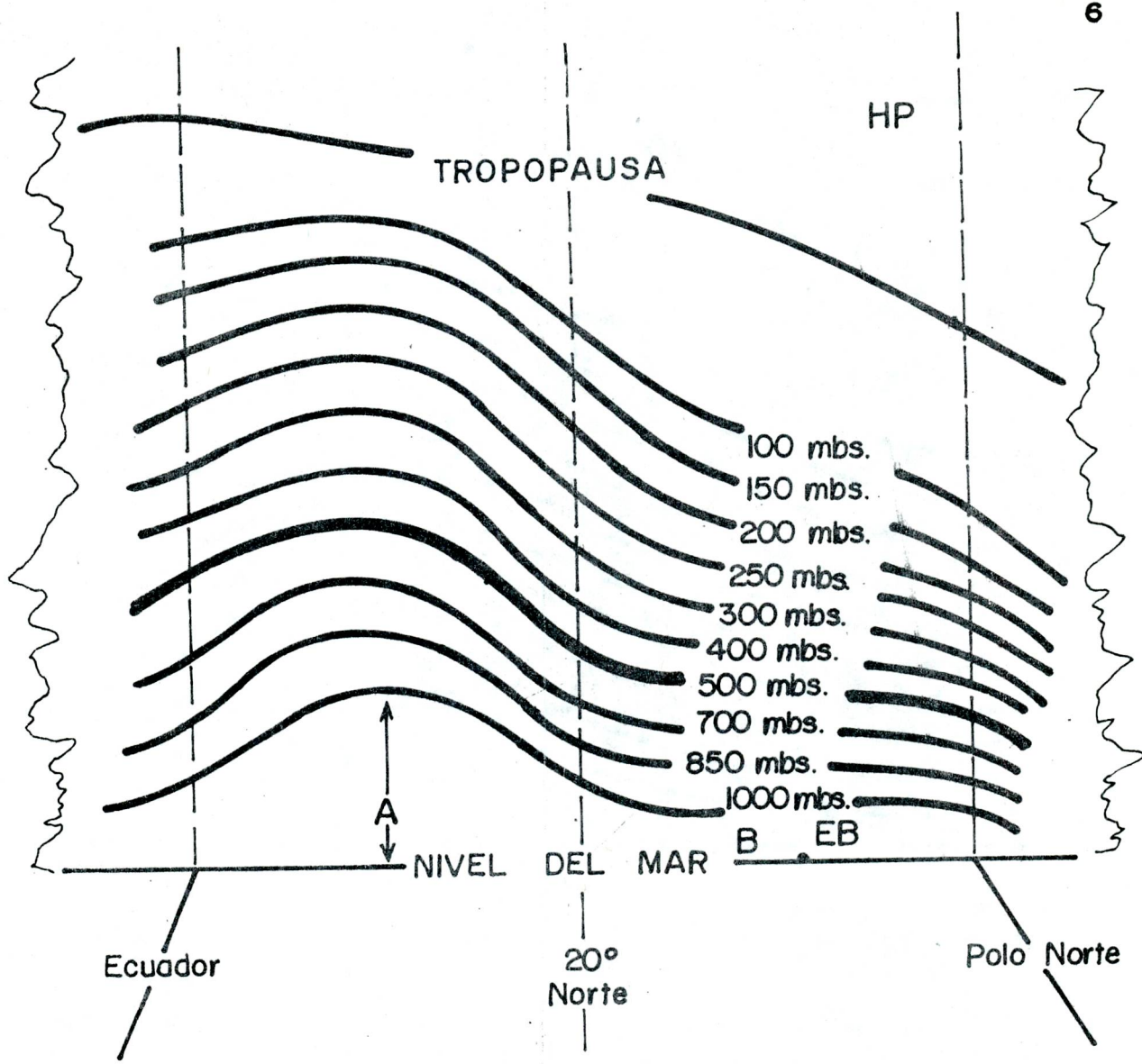


A : Alta presión

B : Baja presión

EB : Estación Bermudas (Isla Bermudas)

FIG. N° 1-2.— Corte transverso de la atmósfera hecho por un plano vertical HP, colocado entre el Ecuador y el Polo Norte y que pasa por el Meridiano 65° W (próximo a la Isla Bermudas). La distribución horizontal de los niveles de presión constante representan una atmósfera anormal.



- A : Alta presión
- B : Baja presión
- EB : Estación Bermudas (Isla Bermudas)

FIG. Nº 1-3.- Corte transverso de la atmósfera hecho por un plano vertical HP, colocado entre el Ecuador y el Polo Norte y que pasa por el Meridiano 65° W (próximo a la Isla Bermudas). La distribución horizontal de los niveles de presión constante representan una atmósfera normal.

En la figura 1-3, todos los niveles de presión constante se encuentran más elevados en el trópico, (causando altas presiones, atmósfera normal), que sobre la Isla Bermudas donde - causan baja presión. Esto se debe a que sobre la Isla Bermudas puede haber una perturbación atmosférica. Con ayuda de las figuras 1-1, 1-2, 1-3, 1-4, 1-5, 1-6, 1-7, 1-8, 1-9 puede notarse como se distribuyen los diferentes niveles de presión en la tropósfera y que de la mayor o menor altura de los 1.000, 850 y 700 mbs sobre el nivel del mar tendremos altas o bajas presiones en la superficie, respectivamente.

Cuando las altas presiones de las Bermudas y de las Azores se intensifican, inmediatamente ocurren pulsaciones como una oleada aérea por todo el Océano Atlántico y que atravesando el mar Caribe alcanza las costas del Norte de América del Sur, pero este oleaje aéreo pierde intensidad al igual que la capa de los 1.000 hpa pierde altura a medida que se aleja del centro de las altas presiones (Bermudas-Azores).

CAPA PATRON: al nivel de presión de los 1.000 hpa se la llamará Capa Patrón, por ésta muy sensible a los hundimientos y levantamientos atmosféricos, y con estos podemos calcular los grados de inclinación con que se mueve una alta o baja presión hora de comienzo y hora final de las lluvias, el viento máximo y el viento promedio antes o durante las lluvias.

En las figuras 1-1, 1-2 y 1-3 puede observarse la distribución horizontal del nivel de presión constante de los 1.000 mbs.

CAPA ESTABLE: a la capa de presión constante de 500 hpa la llamaremos Capa Estable, por ser ésta la capa menos sensible

a los hundimientos y levantamientos atmosféricos y por conser  
var casi siempre la misma altura tanto en el trópico como en  
las latitudes medias.

Las tres (3) primeras capas de presión constante de 1.000  
850 y 700 hpa en conjunto con sus levantamientos y hundimien -  
tos producen altas y bajas presiones en la superficie.

Si comparamos las alturas de los diferentes niveles de -  
presión constante de todas las estaciones de radiosondeo situa -  
das en el área tropical, tales como 78988 (Curazao), 78970  
(Piarco, Trinidad), 78526 (San Juan, Puerto Rico), 78954 (Bar -  
bados) con las estaciones de Bermudas (78016) o Estados Unidos  
en el área no tropical, observaremos si no hay perturbación -  
atmosférica alguna que: los 500 mbs mantienen la misma altura  
en las dos áreas.

En el cuadro 1-1, detallaremos que:

a) En el área tropical, las alturas de 1.000, 850 y 700  
mbs son bajas y causan presiones en la superficie. En el área  
no tropical los 1.000, 850 y 700 mbs son altas y causan pre -  
siones altas en la superficie.

b) En el área tropical y por encima de 500 mbs, los nive -  
les de presión de 400, 300, 250 y 150 mbs alcanzan elevaciones  
mayores que en el área no tropical. El cuadro 1-1 tiene fecha:  
28 de mayo de 1.983, hora 1200 Z.

En el cuadro 1-2, con fecha 4 de julio de 1.983 (1200 Z)  
llegaremos a la misma conclusión:

a) Por debajo de los 500 mbs tenemos que, en el área tro -  
pical las alturas de 1.000, 850 y 700 mbs son bajas y causan

	78016	78954	78988	78970	78486	78526	80413	80447	
Superficie	1021	1010	1007	1012	1013	1017	965	968	mbs.
1000 mbs.	212	138	118	118	128	149	100	73	mts.
850 mbs.	1598	1552	1537	1536	1545	1568	1512	1484	mts.
700 mbs.	3217	3196	3174	3180	3193	3213	3156	3091	mts.
500 mbs.	5900	5900	5900	5900	5920	5930	5830	5790	mts.
400 mbs.	7600	7620	7630	7620	7640	7630	7610	7500	mts.
300 mbs.	9670	9720	9730	9710	9730	9720	9720	9610	mts.
250 mbs.	10910	10980	10990	10980	10980	10980	10990	10880	mts.
200 mbs.	12360	12450	12460	12450	12450	12440	12480	12350	mts.
150 mbs.	14140	14240	14260	14240	14250	14220	—	14150	mts.
100 mbs.	16600	16620	16640	16610	16660	16630	—	16510	mts.

CUADRO Nº 1-1 -- 28 de Mayo de 1.983. 1200 Z. Comparación de las alturas de los 500 mbs. de la estación de sondeo Bermudas (78016) en el Atlántico Occidental con las estaciones de sondeo situadas en la zona tropical.

Nótese la altura de los 1000 mbs. y la presión en la superficie de cada estación de sondeo.

Superficie	78016	76225	78073	78970	78806	78988	78954	78526	
1000 mbs.	1020	857	1019	1012	1002	1006	1010	1016	mbs.
850 mbs.	207	36	172	115	80	109	132	144	mts.
700 mbs.	1602	1500	1584	1530	1501	1525	1547	1559	mts.
500 mbs.	3215	3178	3222	3168	3154	3170	3185	3200	mts.
400 mbs.	5880	5910	5910	5880	5880	5880	5900	5910	mts.
300 mbs.	7560	7630	7610	7590	7610	7600	7610	7630	mts.
250 mbs.	9630	9720	9690	9700	9730	9710	9710	9720	mts.
200 mbs.	10870	10970	10930	10960	11000	10960	10970	10970	mts.
150 mbs.	12320	12430	12380	12430	12480	12460	12430	12440	mts.
100 mbs.	—	14220	14160	14220	14290	14250	14220	14230	mts.
	—	16650	16580	16610	16660	—	16610	16640	mts.

CUADRO Nº 1-2... 4 de Julio de 1983, 1200 Z. Comparación del nivel de presión de 500 mbs. de la Isla Bermudas (78016) con 500 mbs. de las estaciones de sondeo situadas en el mar Caribe (78016), (78970), (78806), (78988), tienen la misma altura. Con las demás estaciones es poca la diferencia de altura de los 500 mbs.

Nótese la altura de los 1000 mbs. y la presión en la superficie de cada estación de sondeo.

bajas presiones en la superficie. En el área no tropical, las alturas de 1.000, 850 y 700 mbs son elevadas y causan altas Presiones en la superficie.

b) Por encima de 500 mbs, en el área tropical los niveles de 400, 300, 250 y 150 mbs alcanzan mayores alturas que en la zona no tropical.

En las figuras 1-1, 1-2 y 1-3 puede observarse la distribución horizontal del nivel de presión de los 500 mbs. En la figura 1-4 observaremos el análisis de los 500 mbs de fecha - 28 de mayo de 1.984, a las 1200 Z.

En este análisis los 500 mbs tienen la misma altura tanto en el trópico como en la Isla Bermudas y Costa Oriental de Estados Unidos.

ATMOSFERA NORMAL: considerando que la tropopausa está más elevada en la zona tropical que en los polos Norte y Sur, respectivamente, diremos que: Atmósfera Normal: es aquel sector geográfico donde la presión en la superficie y las alturas de todos los niveles de presión constante, desde los 1.000, 850, 700 mbs..... hasta la tropopausa, (los cuales vienen a representar divisiones horizontales de la tropósfera), se encuentran más elevados en la zona tropical que en ninguna otro parte del globo terrestre. Ahora bien, una atmósfera normal a nuestra definición puede entenderse como: toda la zona tropical que circunda la tierra, pero una atmósfera que cubra la totalidad del trópico manteniendo permanentemente alta presión en la superficie y en los niveles de presión constante más elevados que en otras partes de la tierra, no existe.

Figuras 1-1, 1-2 y 1-3, en las tres figuras consideramos el corte transverso de la atmósfera hecho por un plano vertical HP, colocado entre el Ecuador y el Polo Norte y que pasa por el meridiano 65W, próximo a la Isla Bermudas, en el Atlántico Occidental.

Supondremos un observador parado en España, mirando hacia los Estados Unidos, América Central y el Norte de América del Sur. El observador podría imaginarse la proyección horizontal del corte transverso atmosférico en el plano vertical HP.

En la figura 1-1, los 1000, 850, 700 mbs se encuentran muy levantados causando una alta presión A en la superficie de la Isla Bermudas y en sus vecindades del Atlántico Occidental, entre los 20°grados norte y los 45°norte.

Mientras que en la zona tropical entre los 20°grados norte y el Ecuador, los 1000, 850 y 700 mbs se encuentran muy bajos causando una baja presión B.

Los 500 mbs, conservan la misma altura entre la isla Bermudas y las zonas tropicales. Por encima de los 500 mbs los 400, 300, 250, 200 mbs se encuentran a baja altura sobre la isla Bermudas y muy elevados sobre el Ecuador. Este tipo de distribución horizontal de los niveles de presión constante originan una atmósfera no definida.

En la figura 1-2, los niveles de presión constante se encuentran más elevados sobre la isla Bermudas causando una alta presión A sobre el Atlántico Occidental,

entre los 20°Norte y los 45° Norte. El área tropical - los niveles de presión constante están muy bajos en - comparación con el área anterior para producir entre - los 20° norte y el Ecuador una baja presión B.

Este tipo de distribución atmosférica representa una atmósfera anormal.

En la figura 1-3 los niveles de presión constante entre el Ecuador y los 20°norte se encuentran más elevados que en la zona comprendida entre los 20° norte y los 45° norte. En el primer sector nombrado el levantamiento de los niveles de presión, especialmente los - 1000, 850 y 700 mbs causan una alta presión A, mientras que en el segundo sector la poca altura de los niveles de presión producen una baja presión B.

La distribución horizontal de los niveles de presión constante en esta forma originan una atmósfera - normal.

La formación de una atmósfera normal causa fuertes y prolongados aguaceros en la zona delantera al desplazamiento de la alta presión A.

En la figura 1-4 observaremos el análisis de 500 - mbs, con fecha 28 de mayo de 1983, a las 1200Z, y que - la altura de este nivel de presión tanto en la isla Bermudas (Atlántico Occidental) como en las áreas tropicales es igual (Curazao, Barbados, Trinidad).

El mayor levantamiento se encuentra al norte de - Puerto Rico.

En las figuras 1-5, 1-6, 1-7, 1-8, y 1-9 puede observarse una atmósfera normal.

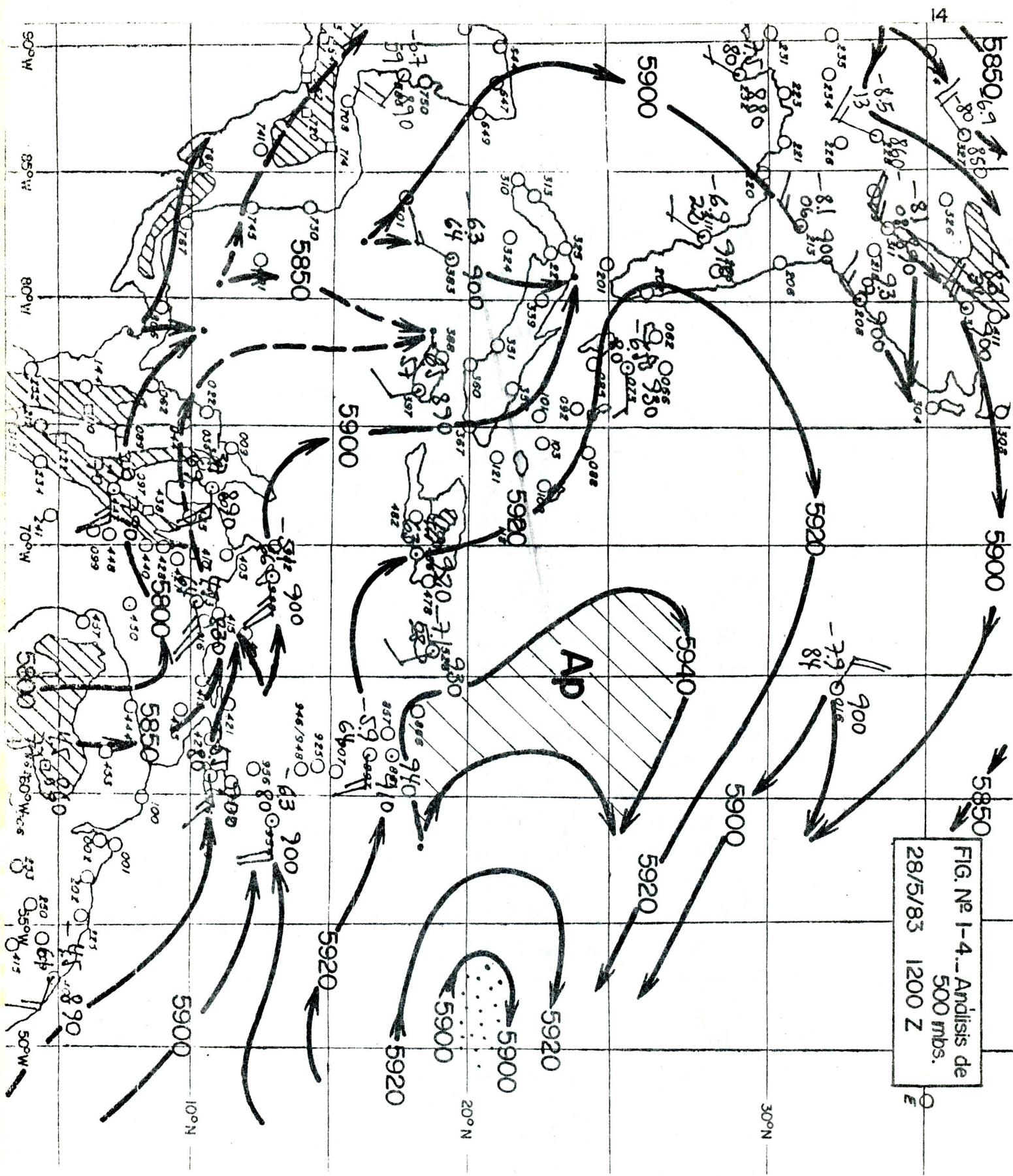


FIG. Nº 1-4.-Análisis de  
500 mbs.  
28/5/83 1200 Z

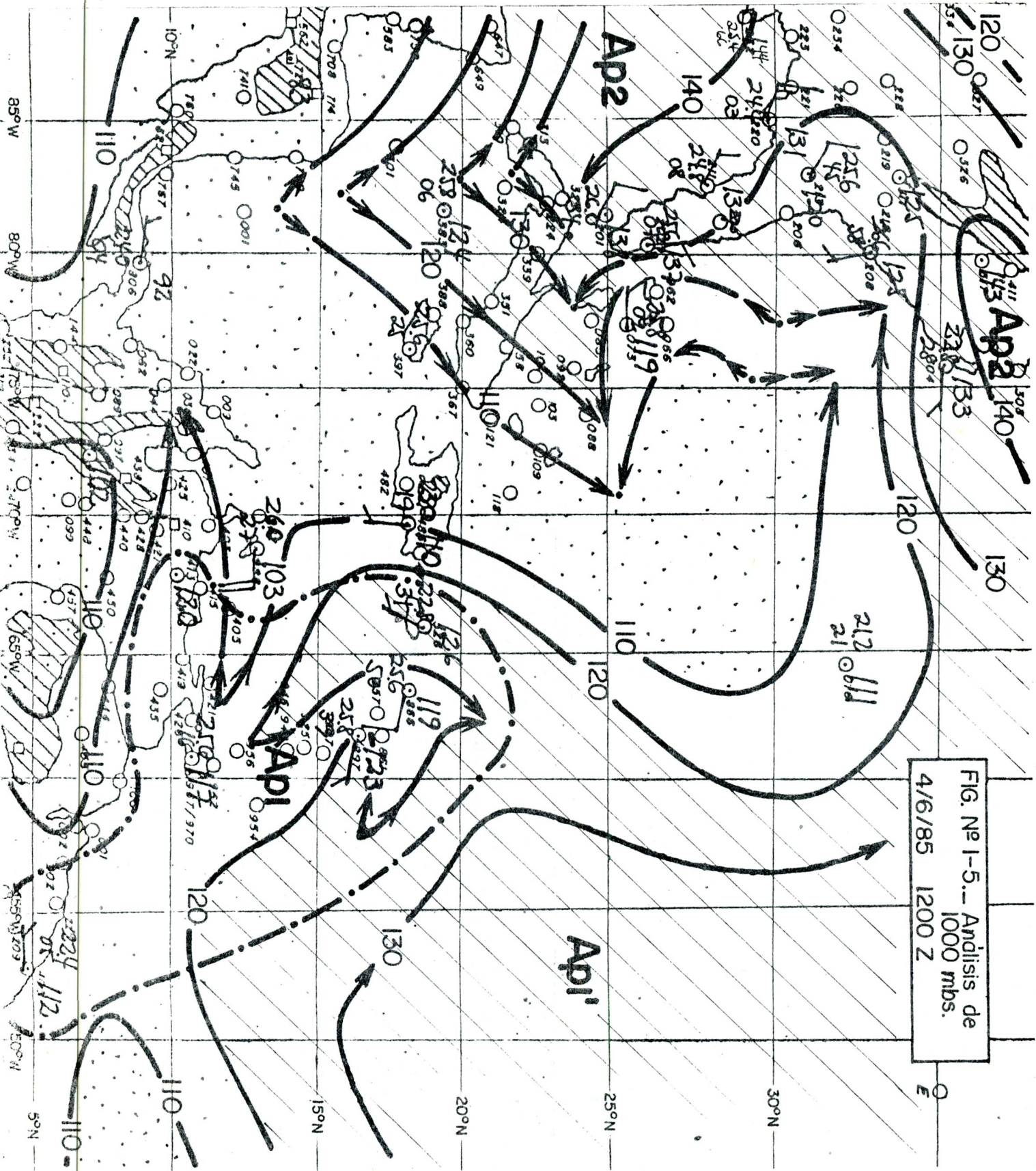


FIG. № 1-5. -- Analisis de  
1000 mbs.  
4/6/85 1200 Z

Para nuestros estudios siempre nos referiremos a un determinado y limitado sector geográfico tropical, prefijado convenientemente, el cual compararemos o relacionaremos la presión y la altura de cada nivel de presión constante, con otro sector geográfico situado fuera del trópico. Como punto de comparación tomaremos fuera del trópico la Isla Bermudas (MXFK 78016) en el Océano Atlántico Occidental o cualquier lugar en tierra firme de los Estados Unidos, Canadá, etc.

En nuestro caso el área de trabajo está encerrada por los 45°Oeste y los 90°Oeste y desde la línea ecuatorial hasta el Polo Norte. Esta área la dividiremos en dos (2) reducidas áreas, una tropical y otro no tropical que son:

- 1) PRIMERA AREA TROPICAL DE COMPARACION: limitada por los 45° Oeste y los 90°Oeste y desde la línea Ecuatorial hasta los 25°Norte.
- 2) SEGUNDA AREA NO TROPICAL DE COMPARACION: limitada por los 45°Oeste y los 90°Oeste y desde los 25°Norte hasta el Polo Norte.

Lugares específicos: Islas Bermudas (78016), Estados Unidos, Canadá, etc.

Para aclarar más la idea de una atmósfera normal en un sector geográfico tropical, hemos tomado una secuencia de cinco mapas diferentes niveles de presión para la misma fecha (4 de junio de 1.985) y a la misma hora (1200 Z) los cuales compararemos sus alturas con la Isla Bermudas, donde existe una baja presión, la cual hace más notable con la altura.

1000mbs, PRIMER MAPA: (figura 1-5), podemos observar una área tropical encerrada por trazos de líneas cortadas y punteadas (área oscura), toda esta área marcada con las letras AP1 (alta presión plana) tiene alturas mayores que la Isla Bermudas (78016), pero no sucede lo mismo al comparar las alturas de AP1 con las alturas de AP2, ya que ésta tiene mayores elevaciones.

850 mbs, SEGUNDO MAPA: (figura 1-6), observaremos la misma área tropical AP1, la cual en todos sus puntos de radiosondeos registran alturas mayores que la Isla Bermudas, pero si comparamos las alturas de AP1 con las alturas de AP2, notamos - que ésta tiene elevaciones mayores.

En AP1' se supone hay elevaciones mayores del nivel de 850 mbs, pero no hay informaciones.

700 mbs, TERCER MAPA: (figura 1-7), la alta presión AP1 se ha reducido, pero aún mantiene alturas mayores que la Isla Bermudas. Pero si comparamos AP1 con AP2, ésta tiene mayores elevaciones.

400 mbs, CUARTO MAPA: (figura 1-8), AP1 se ha transformado en una alta presión lineal (área rayada) pero sus puntos de radiosondeos tienen alturas mayores que el radiosondeo de la Isla Bermudas, pero menores que la alta presión AP2. Si camináramos desde la Isla Bermudas hasta AP2 (mayores elevaciones) pasaríamos por la alta presión lineal AP3, limitada por dos isolíneas de 7580 mts (área rayada y oscura), ésta alta presión AP3, la estudiaremos en el próximo capítulo.

FIG. Nº 1-6. -- Andisis de 850 mbs. 4/6/85 1200 Z

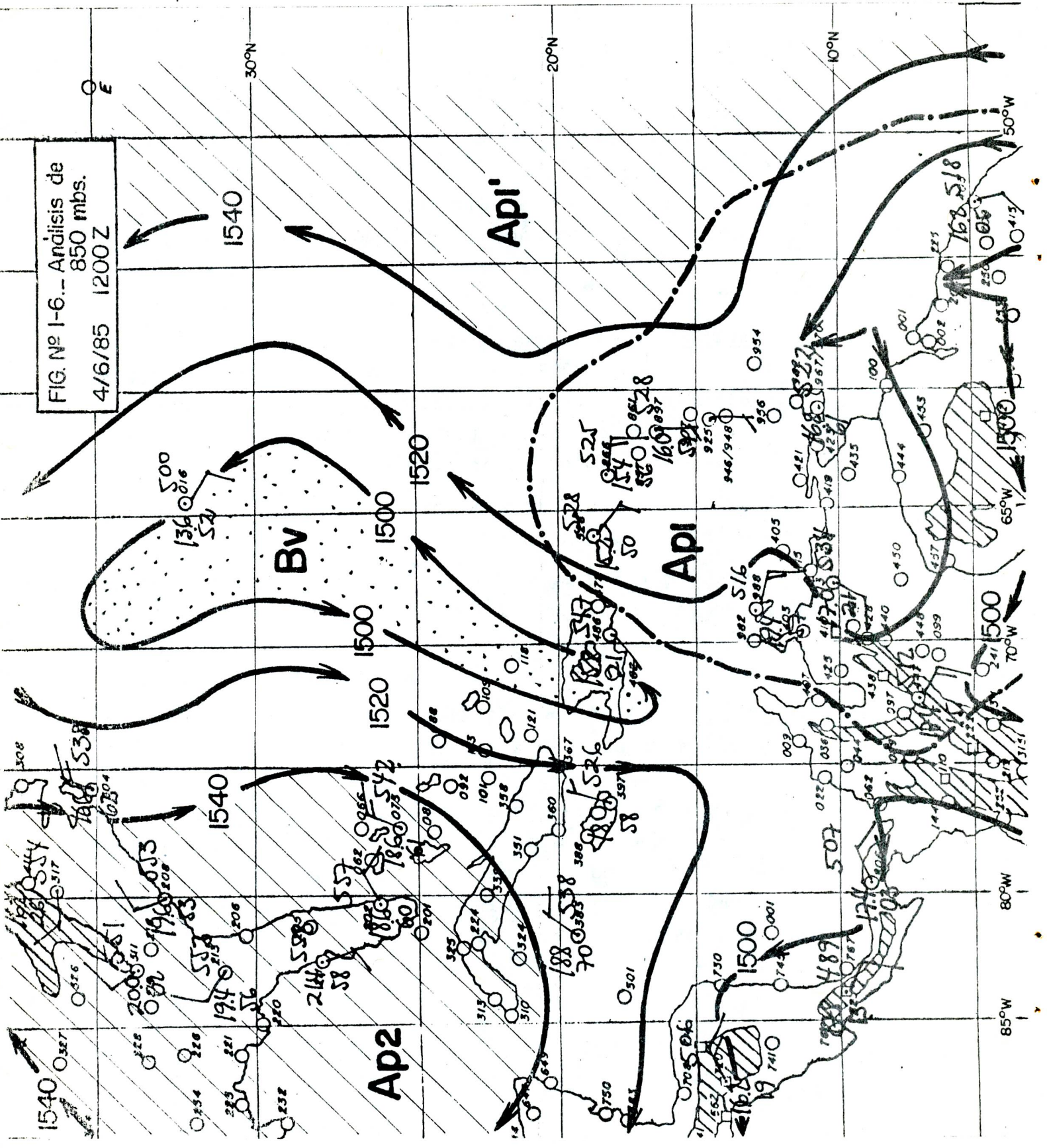


FIG. Nº 1-7 -- Analisis de  
700 mbs.  
4/6/85 1200 Z

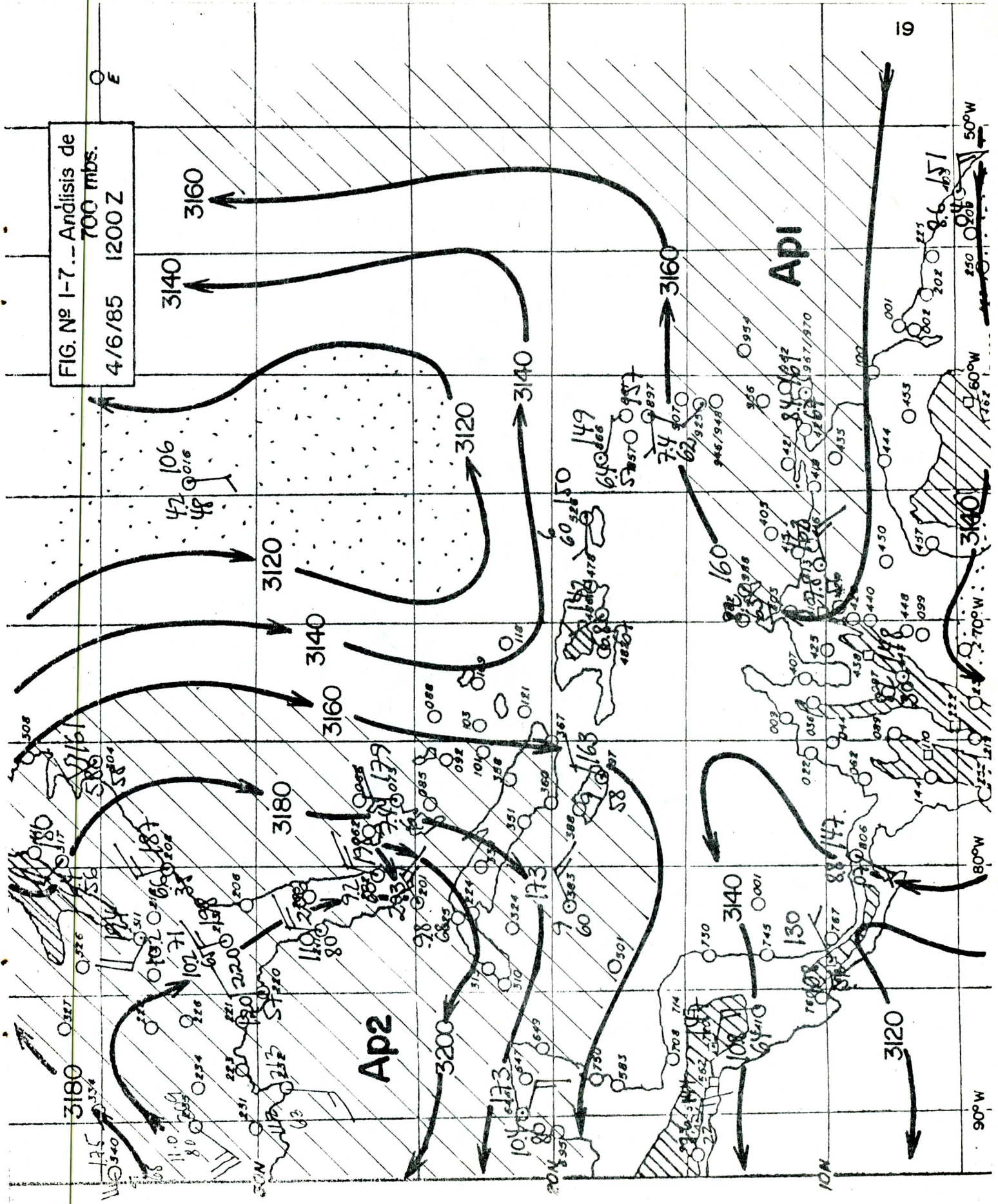
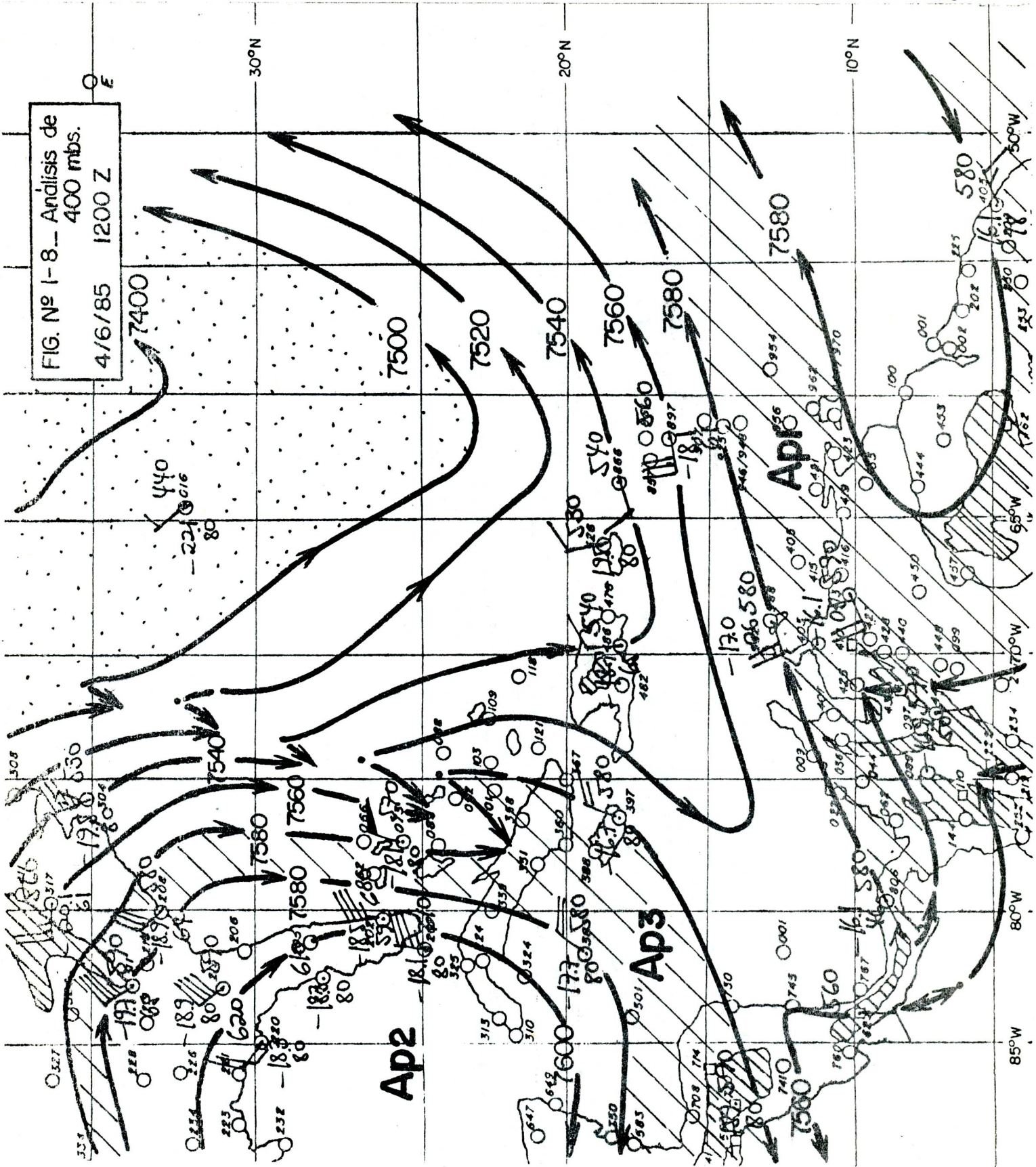


FIG. Nº 1-8 - Analisis de 400 mbs. 4/6/85 1200 Z



250 mbs, QUINTO MAPA: (figura 1-9), la alta presión lineal AP1 (área rayada) tiene alturas mayores que la Isla Bermudas si comparamos AP1 con AP2, las alturas entre ella son iguales. AP2 se encuentra entre la zona tropical y no tropical, obsérvese también la existencia de AP3 (área rayada).

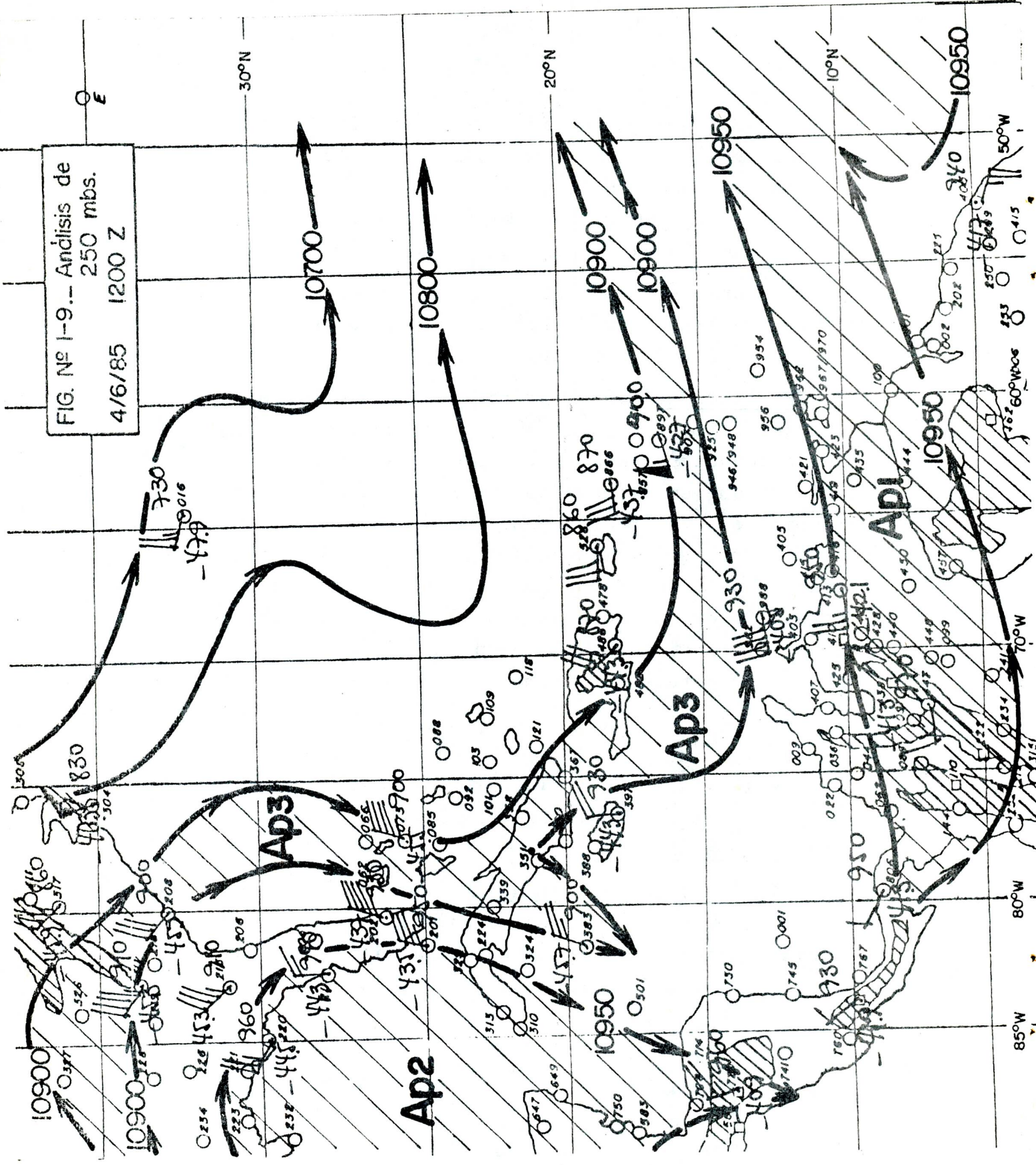
Al comparar AP1 con la Isla Bermudas hemos localizado una atmósfera normal, pero al comparar AP1 con AP2 hemos localizado una atmósfera anormal.

ATMOSFERA ANORMAL: es un sector geográfico donde la presión en la superficie y las alturas de todos los niveles de presión se encuentran más elevados en cualquier otra parte de la tierra que en el trópico. La localización de una atmósfera normal o alta presión completa nos dará como experiencia en el futuro, que delante de ella (en la zona neta de su desplazamiento) es donde ocurren los aguaceros y tormentas más severas. Obsérvese la distribución horizontal de todos los niveles de presión constante en las figuras 1-1, 1-2 y 1-3, donde puede notarse la formación de una atmósfera anormal.

Figuras 1-5, 1-6, 1-7, 1-8 y 1-9. Al comparar las alturas de cada nivel de presión de AP1 con las alturas de su respectivo nivel de presión de la Isla Bermudas, localizamos una Atmósfera Normal, pero al comparar AP1 con Ap2 encontraremos una Atmósfera Anormal.

PLANO ATMOSFERICO VERTICAL Hp: (figura 1-10) es un plano perpendicular al plano horizontal tierra y que pasando por la estación de sondeo A, corta en forma transversal cualquier baja o alta presión que se aproxime a ella.

FIG. Nº 1-9.- Analisis de  
250 mbs.  
4/6/85 1200 Z



En la figura 1-10 se observa en perspectiva una alta presión plana Ap, área de rayado sencillo, cortada transversalmente por un plano vertical HP. Nótese que la alta presión sigue la dirección de la flecha F y que su cara delantera está representada por el corte inclinado 1-2, donde una capa de presión constante cualquiera se levanta hasta alcanzar su cima o zona plana Ap, demarcada por los puntos horizontales 2-3, luego el mismo nivel de presión constante, se hunde en su cara posterior, representada por el corte inclinado 3-4.

En la parte inferior el corte transversal de la alta presión plana Ap, obsérvese que en la cara delantera de Ap, en su lado inclinado forma un ángulo  $\alpha$  con la horizontal que pasa por el punto 1.

En la cara posterior, su lado inclinado forma un ángulo  $\beta$  con la horizontal que pasa por el punto 4.

ALTA PRESION COMPLETA Ac: (figura 1-11) es aquella donde todos los niveles de presión constante están extendidos horizontalmente y a lo largo de una o varias verticales, ninguno de aquéllos ha presentado inclinación alguna durante las pasadas 24 horas.

Cuando se habla de una alta presión completa (Ac), se refiere siempre a todos los niveles de presión desde 1000 hasta los 200 mbs, significando además que todos están extendidos horizontalmente. Cuando una alta presión completa (Ac), se aproxima sobre una estación de sondeo E, todos los niveles de presión "dan saltos atmosféricos positivos".

HP

24

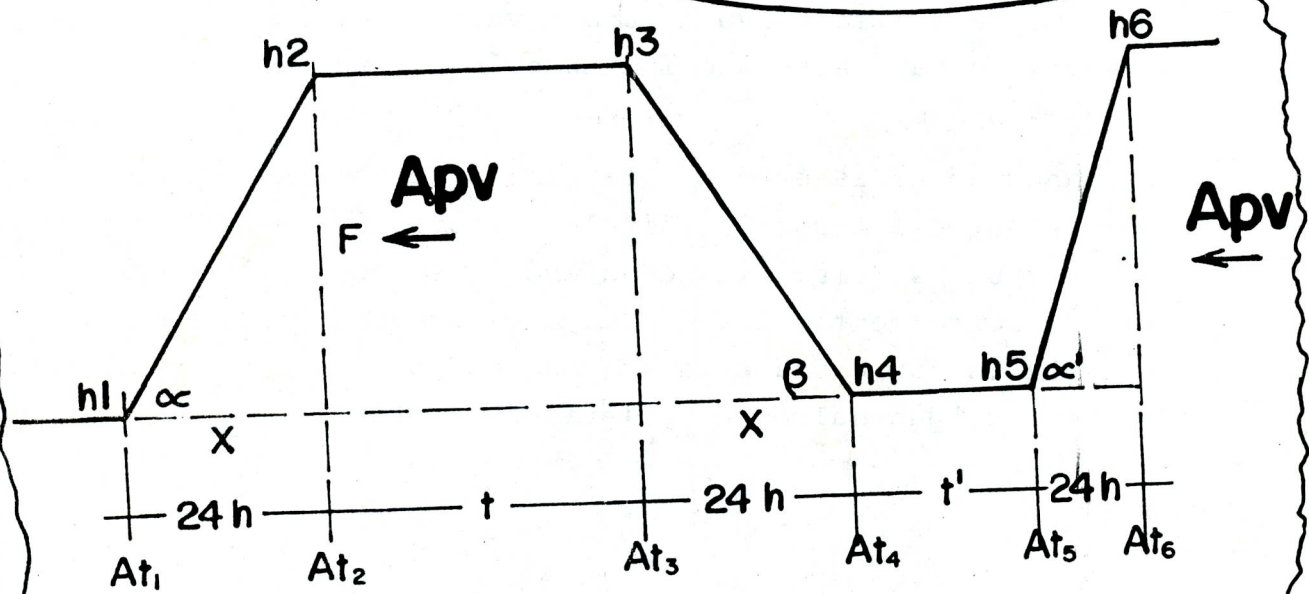
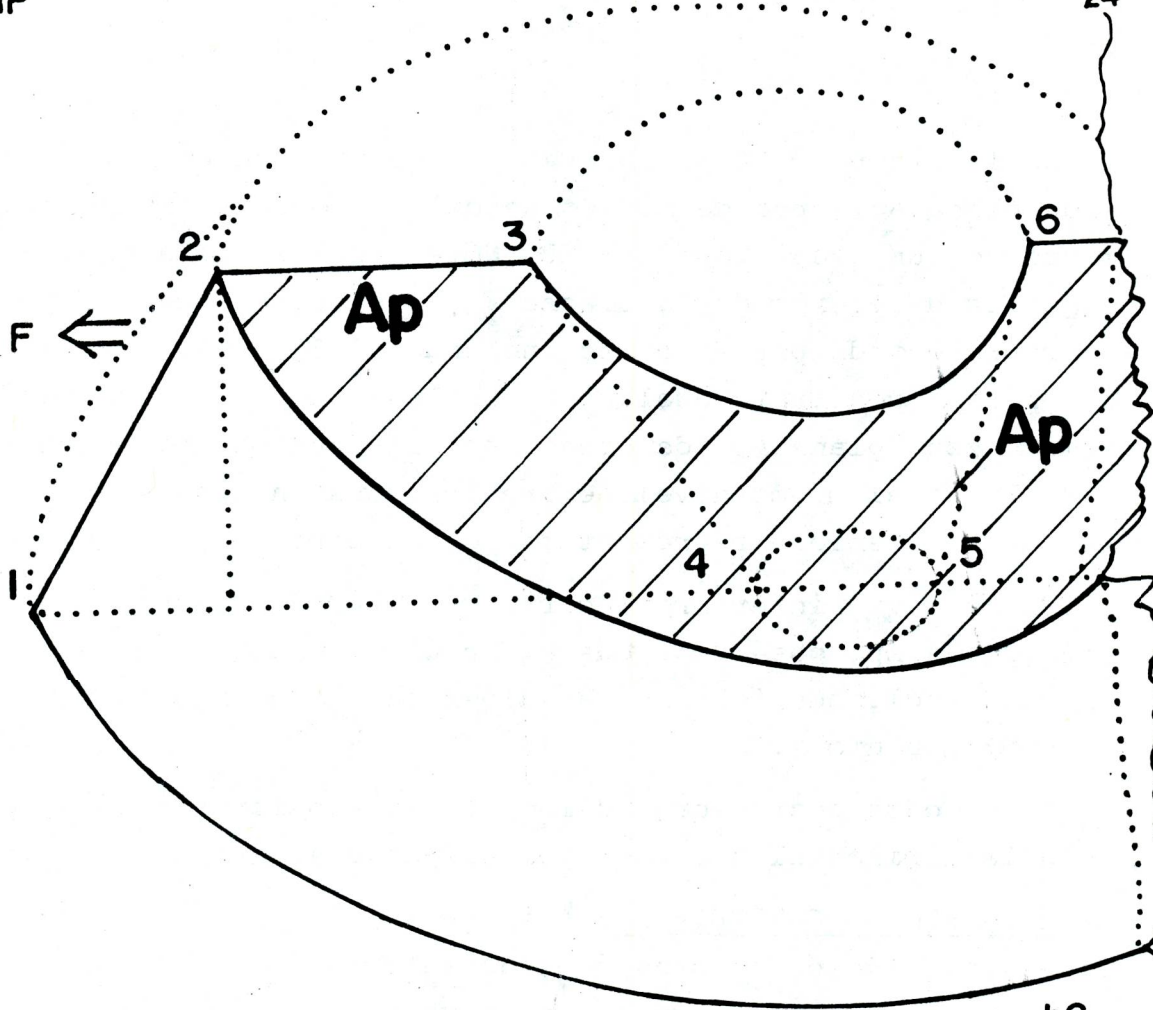


FIG. Nº 1-10. -

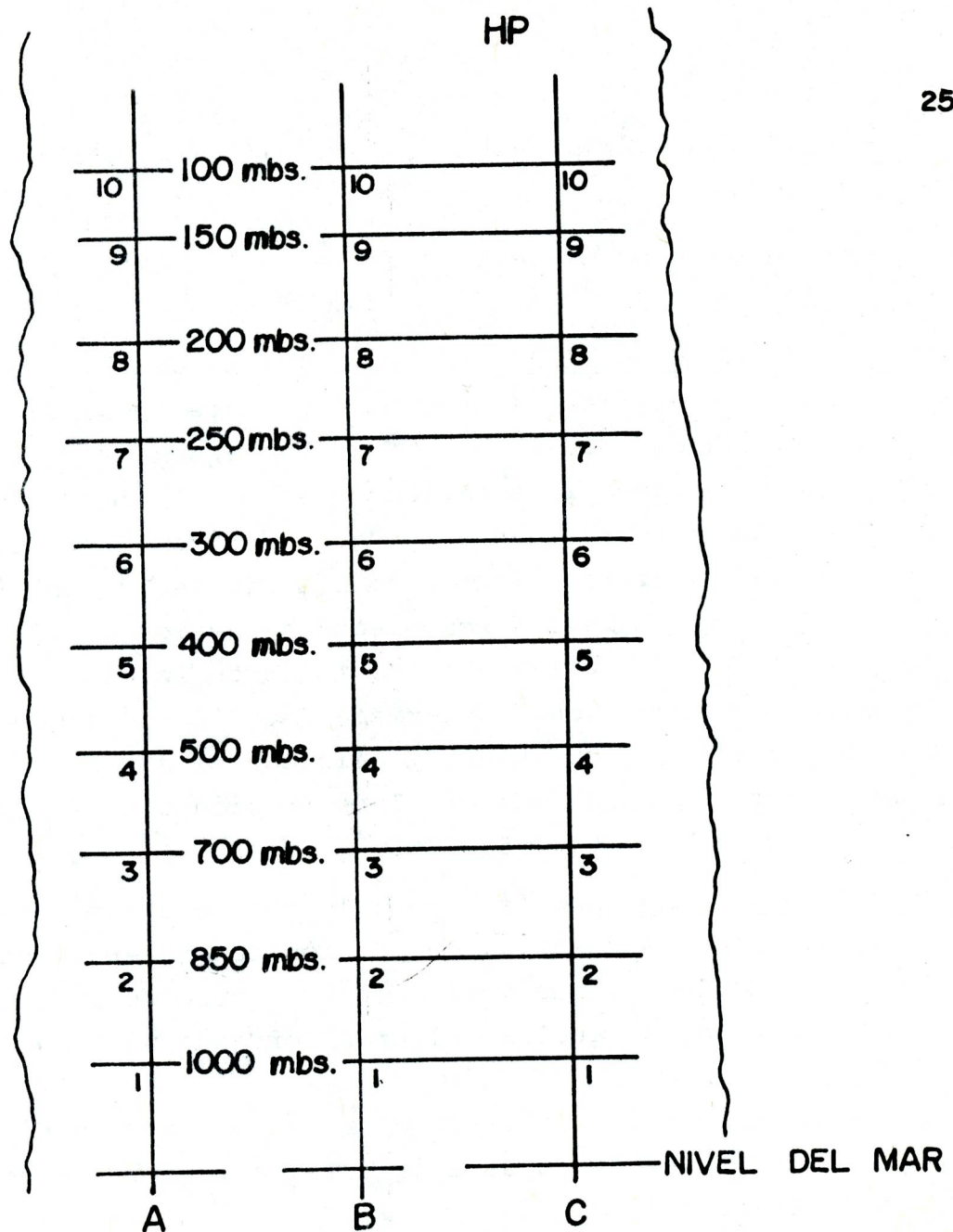


FIG. Nº I-II.- Corte transversal de la atmósfera, hecho por un plano vertical HP que pasa por las estaciones de sondeo A, B, C. Puede observarse que la altura individual de cada nivel de presión sobre las estaciones A, B, C es la misma. Esa posición de los niveles de presión representa una atmósfera plana o una alta presión completa Ac.

Alta presión completa (Ac) se refiere siempre a toda la atmósfera.

ALTA PRESION INCOMPLETA: (figura 1-12) es aquella donde uno o varios de los niveles de presión constante presentan inclinaciones en las últimas 24 horas. En la figura 1-12, puede observarse como sobre la estación de sondeo A, los niveles de presión constante estaban extendidos horizontalmente, pero - 24 horas después, las alturas de los niveles de presión de - 500, y 400 mbs se levantaron mientras que los 1.000, 850, 700, 300, 400, 250, 150 y 100 mbs, mantuvieron la misma altura. La figura se ha hecho sobre una misma estación de sondeo A, pero pudo haberse hecho un cuadro y calcular el salto atmosférico  $S_a$ , para cada nivel de presión como se hizo con los cuadros 1-3, 1-4, 1-5 y 1-6.

ALTA PRESION PLANA  $A_p$ : (figura 1-10) es toda cima atmosférica correspondiente a un nivel de presión cualquiera, que tiene mayor elevación que sus vecindades y dentro de la cual todos sus puntos tienen iguales alturas formando un plano horizontal.

Una alta presión plana  $A_p$ , es referida para un nivel de presión cualquiera y puede asignarse tanto en la superficie como en la altura.

En la figura 1-10 la cima  $A_p$  representa una alta presión plana.

SALTO ATMOSFERICO  $S_a$ : es la variación de altura (levantamientos o hundimientos) de un nivel de presión (topográfica) cualquiera registrado sobre una estación de sondeo E, en un período de 24 horas.

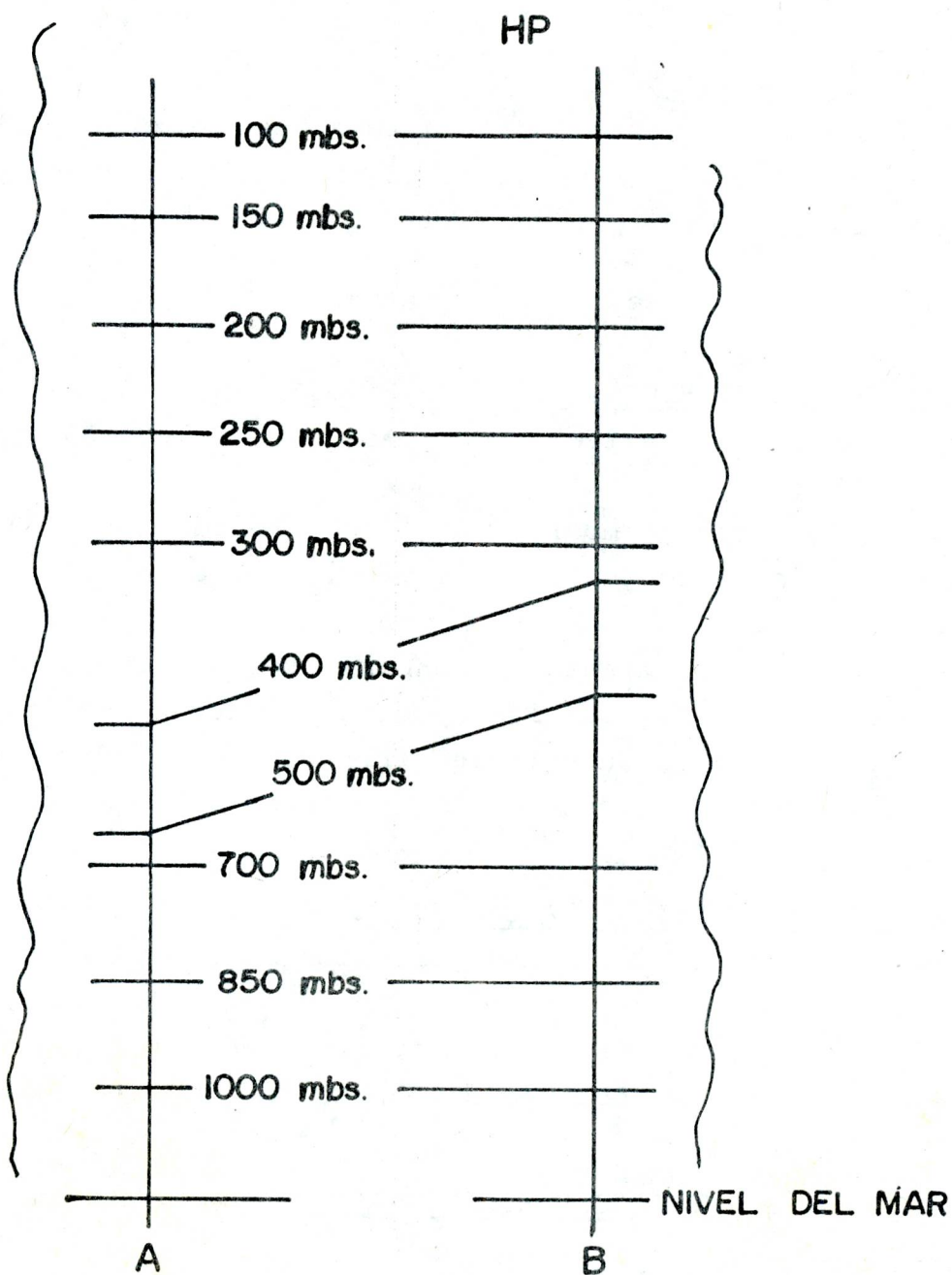


FIG. N° 1-12 .— Corte transverso de la atmósfera, hecho por un plano vertical HP y que pasa por las estaciones de sondeo A y B. Obsérvese que solamente los niveles de presión de 500 y 400 mbs. están inclinados, significando ésto que tienen diferentes alturas, tanto en A (bajos) como en B (altos). Esta distribución horizontal de los niveles de presión origina una alta presión incompleta.

Numéricamente es igual a la altura que tiene hoy, menos la altura que tenía ayer un nivel de presión cualquiera pre-seleccionado con anterioridad:

$$Sa = ht - ht_{24}$$

SALTOS ATMOSFERICOS PARCIALES BAJOS: son levantamientos o hundimientos de los niveles de presión de 1.000, 850 y 700 mbs - en 24 horas.

Los saltos atmosféricos ( $Sa$ ) de estos tres (3) niveles - de presión en conjunto son muy notables e importantes cada 24 horas.

Los levantamientos y hundimientos de 1.000, 850 y 700 mbs tienen como consecuencias apreciables aumento o disminución - de presión en la superficie terrestre comprendida por la proyección ortogonal de aquellos levantamientos y hundimientos, respectivamente.

SALTOS ATMOSFERICOS PARCIALES MEDIOS: son levantamientos o hundimientos de los niveles de presión de 500 y 400 mbs en 24 horas.

Los levantamientos atmosféricos de estos dos (2) niveles solo se notan cuando una alta presión completa comienza a cruzar una estación de sondeo E.

SALTOS ATMOSFERICOS PARCIALES ALTOS: son levantamientos o hundimientos de los niveles de presión de 300, 250, 200 y 150 - mbs en 24 horas.

SALTOS ATMOSFERICOS TOTALES: son levantamientos o hundimientos simultáneos de los niveles de presión comprendidos entre

1.000 y 150 mbs en 24 horas (toda la atmósfera). Estos movimientos verticales se observan sobre una estación de sondeo E, cuando en un área de menor posición o altura (respecto a los niveles fijos de presión) se desplaza una alta presión completa (ac).

### EL SALTO ATMOSFERICO Sa

Los niveles de presión constante de 1.000, 850, 700, 500, 400... hasta 100 mbs colocados a diferentes alturas y extendidos horizontalmente formando parte de la tropósfera, ejecutan variados movimientos de levantamientos o hundimientos espontáneos. Estos levantamientos y hundimientos se registran en los continuos lanzamientos de radiosondas que diariamente se hacen sobre una estación de sondeo E cualquiera al comparar las alturas de cada nivel de presión constante cada 24 horas.

En la figura 1-10 podemos observar que en la parte superior una alta presión plana Ap, circular y en perspectiva (área rayada) y que sigue la dirección de desplazamiento F. Esta alta presión plana Ap, ha sido cortada transversalmente por un plano vertical HP, el cual pasa por la estación de sondeo A. (A es la misma estación de sondeo fija sobre la tierra. La alta presión plana Ap es la que se mueve sobre la estación A).

Cuando la alta presión plana Ap, empieza a pasar sobre la estación A, lo hace con una altura h1, 24 horas después la alta presión plana Ap, tiene una altura sobre A igual a h2. Obsérvese que en 24 horas la altura de la cara delantera de Ap sobre A ascendió desde h1 hasta h2. Luego con el tiempo t, la

alta presión presión plana  $A_p$  pasó sobre A recorriendo el espacio  $h_2-h_3$  (sin variaciones de altura).  $h$  es la altura sobre A después de un tiempo  $t$ , pero 24 horas después la altura de la alta presión plana  $A_p$  sobre A es igual a  $h_4$ , es decir la altura de  $A_p$  sobre A descendió desde  $h_3$  hasta  $h_4$ .

Sobre una estación de sondeo A (cualquiera) la altura de la cara delantera de una alta presión plana (cualquiera) asciende. Véase abajo de la figura 1-10 el corte transverso de la alta presión plana  $A_p$  en proyección horizontal en el plano vertical HP. Obsérvese que la diferencia de altura  $h_2$  y  $h_1$  es igual a  $S_a$  (positivo), la distancia horizontal recorrida en 24 horas,  $X$  y la distancia inclinada  $h_1-h_2$  son los tres lados de un triángulo rectángulo, que tiene un ángulo agudo. La diferencia de altura  $h_4$  y  $h_3$  es igual a  $S_a$  (negativo), la distancia horizontal recorrida en 24 horas  $X$  y la distancia inclinada  $h_3-h_4$ , son los tres lados de un triángulo rectángulo que tiene un ángulo agudo. Estos levantamientos y hundimientos se conocen como Saltos Atmosféricos  $S_a$ .

SALTOS ATMOSFERICOS  $S_a$ : es la variación de altura de un nivel de presión constante, sobre una estación de sondeo, en 24 horas.

El salto atmosférico  $S_a$  sobre una estación de sondeo 'E', puede ser positivo o negativo.

El salto atmosférico  $S_a$ , es positivo para uno o para varios niveles de presión constante, si al comparar o restar individualmente a la altura de hoy (radiosondeo presente), la altura de ayer (radiosondeo pasado, 24 horas antes) de cada nivel de presión constante sobre una misma estación de sondeo y resulta que la diferencia de altura es positiva:

$$Sa = ht - ht(24) = \text{positivo}$$

$$Sa = ht(\text{hoy}) - ht(\text{ayer}) = \text{positivo}$$

En el cuadro 1-3 sobre la estación 81405 al restar las alturas de cada nivel de presión constante al día 14, el día 13 (junio de 1.983, 1200 z) resultó que en la superficie del día 13 al 14 de junio la presión subió un milibar. Los 1000 mbs subieron sobre la estación de sondeo 81405, 4mts.

Los 850 mbs, ascendieron sobre la estación del día 13 al día 14 de junio seis (6) mts. Los 700 mbs ascendieron sobre la estación de sondeo 81405, desde el día 13 al 14 de junio, 5 mts. Y desde los 500 pasando por los 400, 300, 250, 200, 150 hasta los 100 mbs, subieron sobre la estación 10 mts cada cada uno. Es decir, todos los saltos atmosféricos resultaron positivos: toda la atmósfera se levató. Véase cuadro 1-3.

El salto atmosférico  $S_a$  es negativo: para una o para varios niveles de presión constante, si al comparar o restar individualmente las alturas de hoy (radiosondeo presente) la altura de ayer (radiosondeo pasado 24 horas antes) de cada nivel de presión constante sobre la misma estación de sondeo y resulta que la diferencia es negativa:

$$Sa = ht - ht(24 \text{ horas}) = \text{negativo}$$

$$Sa = ht(\text{hoy}) - ht(\text{ayer}) = \text{negativo}$$

En el cuadro 1-4 observaremos los saltos atmosféricos  $S_a$ , individuales de cada nivel de presión constante, entre el día 12 y 13 de junio de 1.983, a las 0000 Z, sobre la estación de sondeo de Panamá (78806): En la superficie disminuyó un (1) mbs.

1200 Z	81405	13-14/6/83
Superficie	1013 - 1012 =	1 mbs.
	13 - 14 =	S <sub>a</sub>
1000 mbs.	118 - 114 =	4 mts.
850 mbs.	1531 - 1525 =	6 mts.
700 mbs.	3169 - 3164 =	5 mts.
500 mbs.	5890 - 5880 =	10 mts.
400 mbs.	7620 - 7610 =	10 mts.
300 mbs.	9740 - 9730 =	10 mts.
250 mbs.	11010 - 11000 =	10 mts.
200 mbs.	12500 - 12490 =	10 mts.
150 mbs.	14300 - 14290 =	10 mts.
100 mbs.	16680 - 16670 =	10 mts.

CUADRO Nº 1-3 ... Salto atmosférico (S<sub>a</sub>) individual de todos los niveles de presión constante en 24 horas, entre los días 13 y 14 de Junio de 1983, a las 1200 Z. Puede observarse que todos los niveles de presión subieron, es decir, en conjunto dieron saltos totales sobre la estación de Rochambeau (81405).

0000 Z	78806	12-13/6/83
Superficie	1000 - 1001	= - 1 mbs.
	12 - 13	= S <sub>a</sub>
1000 mbs.	66 - 74	= - 8 mts.
850 mbs.	1500 - 1512	= -12 mts.
700 mbs.	3151 - 3161	= -10 mts.
500 mbs.	5890 - 5920	= -30 mts.
400 mbs.	7620 - 7650	= -30 mts.
300 mbs.	9740 - 9780	= -40 mts.
250 mbs.	11000 - 11060	= -60 mts.
200 mbs.	12480 - 12550	= -70 mts.
150 mbs.	14280 - 14350	= -70 mts.
100 mbs.	— - 16720	= - mts.

CUADRO Nº 1-4 ... Salto atmosférico (S<sub>a</sub>) individual de todos los niveles de presión constante en 24 horas, sobre la estación de Panamá (78806) entre los días 12 y 13 de Junio de 1983, a las 1200 Z. Obsérvese que todos los saltos atmosféricos fueron negativos, es decir, la atmósfera se hundió.

1200 Z	78988	13-14/6/83
Superficie	1004 - 1006	= - 2 mbs.
	-	= S <sub>a</sub>
1000 mbs.	91 - 107	= - 16 mts.
850 mbs.	1513 - 1523	= - 10 mts.
700 mbs.	3163 - 3169	= - 6 mts.
500 mbs.	5900 - 5900	= 0 mts.
400 mbs.	7620 - 7620	= 0 mts.
300 mbs.	9730 - 9730	= 0 mts.
250 mbs.	11000 - 11000	= 0 mts.
200 mbs.	12480 - 12470	= 10 mts.
150 mbs.	14280 - 14280	= 0 mts.
100 mbs.	16660 - 16670	= - 10 mts.

CUADRO N° 1-5. — Salto atmosférico (S<sub>a</sub>) individual de los niveles de presión constante sobre la estación de Curazao (78988), entre los días 13 y 14 de Junio de 1983, a las 1200 Z. Obsérvese que se hundieron solamente en 1000, 850 y 700 mbs. (salto negativo). Este cuadro corresponde a una zona virtual propia negativa.

Figura 1-10 y 1-16 (parte posterior), 1-17, 1-18, 1-19 y 1-20.

1200 Z	78954	13-14/6/83
Superficie	1009 - 1009 =	0 mbs.
	13 - 14 =	S <sub>a</sub>
1000 mbs.	129 - 127 =	2 mts.
850 mbs.	1545 - 1544 =	1 mts.
700 mbs.	3186 - 3184 =	2 mts.
500 mbs.	5900 - 5900 =	0 mts.
400 mbs.	7620 - 7620 =	0 mts.
300 mbs.	9720 - 9720 =	0 mts.
250 mbs.	10980 - 10980 =	0 mts.
200 mbs.	12450 - 12450 =	0 mts.
150 mbs.	14240 - 14230 =	10 mts.
100 mbs.	16610 - 16610 =	0 mts.

CUADRO N° 1-6 ... Salto atmosférico (S<sub>a</sub>) individual para todos los niveles de presión constante sobre la estación de Barbados (78954), entre los días 13 y 14 de Junio de 1983, a las 1200 Z. Puede observarse que solamente se levantaron los 1000, 850 y 700 mbs., lo que corresponde a una zona virtual propia positiva y puede compararse con una atmósfera estable.

1200 Z	80222 — 80241	12/02/84
Superficie	A — B =	mbs.
	— =	S <sub>a</sub>
1000 mbs.	118 — 12 =	106 mts.
850 mbs.	1518 — 1428 =	90 mts.
700 mbs.	3134 — 3079 =	55 mts.
500 mbs.	5840 — 5810 =	30 mts.
400 mbs.	7550 — 7540 =	10 mts.
300 mbs.	9630 — 9660 =	-30 mts.
250 mbs.	10880 — 10930 =	-50 mts.
200 mbs.	12350 — 12420 =	-70 mts.
150 mbs.	— — — =	— mts.
100 mbs.	— — — =	— mts.

CUADRO N° 1-7. — Diferencias de alturas de los distintos niveles de presión entre las estaciones de Bogotá (A, 80222) y Gaviota (B, 80241), el día 12 de Febrero de 1984, a las 1200 Z.

Este cuadro 1-7 corresponde a una zona virtual compuesta, representada en las figuras 1-14 parte a) y 1-22 parte b). Obsérvese que los niveles de presión entre los 1000 y los 500 mbs. se levantaron (positivos) mientras que los niveles de presión entre los 300 y 200 mbs. se hundieron.

1200 Z	78954 — 78970	12/02/84
Superficie	C — D =	mbs.
	— =	S <sub>a</sub>
1000 mbs.	133 — 115 =	18 mts.
850 mbs.	1529 — 1515 =	14 mts.
700 mbs.	3144 — 3142 =	2 mts.
500 mbs.	5850 — 5850 =	0 mts.
400 mbs.	7560 — 7570 =	-10 mts.
300 mbs.	9640 — 9660 =	-20 mts.
250 mbs.	10890 — 10910 =	-20 mts.
200 mbs.	12350 — 12380 =	-30 mts.
150 mbs.	— — — =	— mts.
100 mbs.	— — — =	— mts.

CUADRO N<sup>o</sup> 1-8 ... Salto atmosférico (S<sub>a</sub>) entre las estaciones de Barbados (78954) y Piarco (78970) del día 12 de Febrero de 1984, a las 1200 Z. Obsérvese que en la estación C (Barbados, 78954) los niveles de presión entre 1000 y 700 mbs. estaban más elevados que en la estación D (Piarco, 78970). Los 500 mbs. se encontraban horizontales, mientras que entre los 400 y 200 mbs. se observaron más bajos en Barbados que en Piarco.

El cuadro 1-8 corresponde con las figuras 1-14b) y 1-22b) de una zona virtual compuesta.

1200 Z	78988 - 80413	12/02/84
Superficie	A - B =	S <sub>a</sub>
	— =	
1000 mbs.	103 - 83 =	20 mts.
850 mbs.	1507 - 1479 =	28 mts.
700 mbs.	3131 - 3098 =	33 mts.
500 mbs.	5850 - 5800 =	50 mts.
400 mbs.	7560 - 7510 =	50 mts.
300 mbs.	— - — =	— mts.
250 mbs.	— - — =	— mts.
200 mbs.	— - — =	— mts.
150 mbs.	— - — =	— mts.
100 mbs.	— - — =	— mts.

CUADRO N<sup>o</sup> 1-9. — Diferencias de alturas de los distintos niveles de presión entre las estaciones MACC (A) Curazao, en el Mar Caribe y MVBS (B) Base Sucre, Venezuela, el día 12 de Febrero de 1984, a las 1200 Z. Este cuadro 1-9 representa el salto atmosférico (S<sub>a</sub>) entre dos estaciones de sondeo muy próximas y se corresponde con levantamientos totales hasta los 400 mbs.

Los 1.000 mbs entre el 12 y el 13 de junio bajaron 8 mts.  
Los 850 mbs, bajaron doce (12) mts.  
Los 700 mbs, bajaron diez (10) mts.  
Los 500 mbs, bajaron treinta (30) mts.  
Los 400 mbs, bajaron treinta (30) mts.  
Los 300 mbs, bajaron cuarenta (40) mts.  
Los 250 mbs, bajaron sesenta (60) mts.  
Los 200 mbs, bajaron setenta (70) mts.  
Los 150 mbs, bajaron setenta (70) mts.

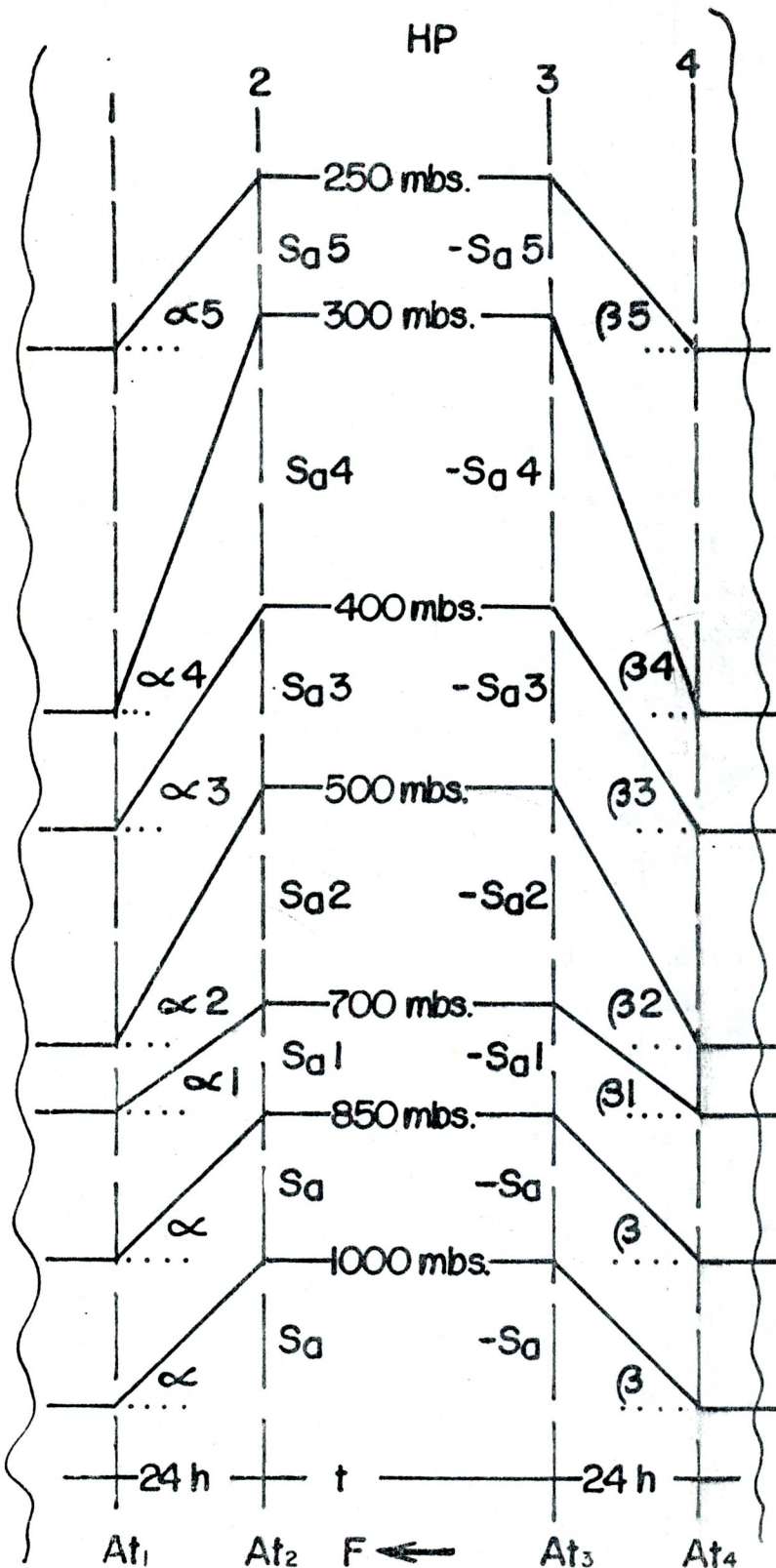
Puede observarse en este cuadro 1-4 que toda la atmósfera se hundió o disminuyó de altura sobre Panamá entre el día 12 y 13 de junio de 1.983, a las 00000 Z.

En el cuadro 1-5 sobre la estación de Curazao (78988) entre los días 13 y 14 de junio de 1.983, a las 1200 Z, la presión en la superficie disminuyó dos (2) mbs. A los 1.000, 850, 700 y 100 mbs, el salto atmosférico  $S_a$ , individual para cada nivel de presión fue negativo. Para los 200 mbs, el salto atmosférico  $S_a$  fue positivo (subió 10 mts). Mientras que los niveles de presión de 500, 400, 300, 250 y 150 mbs no variaron sus alturas individuales entre el día 13 y 14 de junio de 1983.

En el cuadro 1-6 la presión en la superficie de la estación de sondeo 78954 (Barbados) entre el día 13 y el día 14 de junio de 1.983, no varió.

Los 1.000, 850, 700 mbs se levantaron sobre la estación de sondeo (Barbados) en 24 horas 2,1 y 2 mts respectivamente, mientras que los 500, 400, 300, 250, 200 y 100 mbs, no variaron sus alturas.

FIG. N° 1-13.-



Corte transverso de una alta presión, la cual se desplaza sobre una estación de sondeo A.

Obsérvese las diferentes alturas individuales de cada nivel de presión sobre la estación A, en tiempos  $t$  diferentes.

Siguiendo la flecha  $F$ , dirección de la alta presión, tenemos que: en  $t_1$  los niveles de presión se encuentran bajos, en  $t_2$  y  $t_3$  están altos y  $t_4$  nuevamente bajos.

Cada nivel de presión forma diferentes ángulos  $\alpha$  delante de la alta presión e igualmente forma diferentes ángulos  $\beta$  en la parte posterior.

Los 150 mbs subieron o se levantaron 10 mts durante las pasadas 24 horas.

Observese en los cuadros 1-3, 1-4, 1-5, 1-6 que los saltos atmosféricos  $S_a$ , son diferentes para cada nivel de presión constante en 24 horas, ésto nos induce a pensar que el ángulo de inclinación  $\alpha$ , en la parte delantera de una alta presión plana  $A_p$ , es diferente y que el ángulo  $\beta$  en la parte posterior, también es diferente y concluimos que: (figura 1-13)

- a) Las inclinaciones laterales que simultáneamente presentan cada 24 horas los diferentes niveles de presión constante son paralelas entre sí cuando tienen saltos atmosféricos ( $S_a$ ) iguales. Si dos o más niveles de presión constante tienen saltos atmosféricos ( $S_a$ ) iguales sus ángulos  $\alpha$  o  $\beta$  son iguales.
- b) Las inclinaciones laterales que simultáneamente presentan cada 24 horas, los diferentes niveles de presión constante no son paralelas entre sí cuando tienen saltos atmosféricos ( $S_a$ ) diferentes. Si dos o más niveles de presión constante tienen saltos atmosféricos ( $S_a$ ) diferentes sus ángulos  $\alpha$  o  $\beta$  son diferentes entre sí. En la figura 1-13 puede observarse, tanto en la parte delantera como posterior, que si en 24 horas los saltos atmosféricos son iguales para dos o más niveles de presión constante, sus caras delanteras o posteriores tienen el mismo valor del ángulo  $\alpha$  o  $\beta$ .
- c) Las cimas o parte superior de cada nivel de presión constante tienden a ser planos, formando así altas presiones planas  $A_p$ .

TODO SALTO ATMOSFERICO (Sa) DE CUALQUIER NIVEL DE PRESION CONSTANTE, EN 12 O 24 HORAS SOBRE UNA ESTACION DE SONDEO CUALQUIERA E, CAUSA UNA INCLINACION  $\alpha$  O  $\beta$ , Y ESTA INCLINACION SE CALCULA CON AYUDA DE LA FIGURA 3-6. (LA FIGURA 3-7 SE USA PARA PRONOSTICOS DE TIEMPO ATMOSFERICOS SOBRE CARACAS).

TODO SALTO ATMOSFERICO POSITIVO O NEGATIVO, TIENE UN ANGULO  $\alpha$  O  $\beta$  EN GRADOS BIEN DEFINIDOS.

PUEDE COMPARARSE CON LAS FIGURAS 1-10 Y 1-16 PARTE DELANTERA DE UNA ALTA PRESION PLANA Ap.

ABAJO LA INCLINACION DE LOS 1000 mbs EN 24 HORAS, SEGUN FIGURAS COMPLEMENTARIAS 1-17,1-18,1-19 y 1-20.

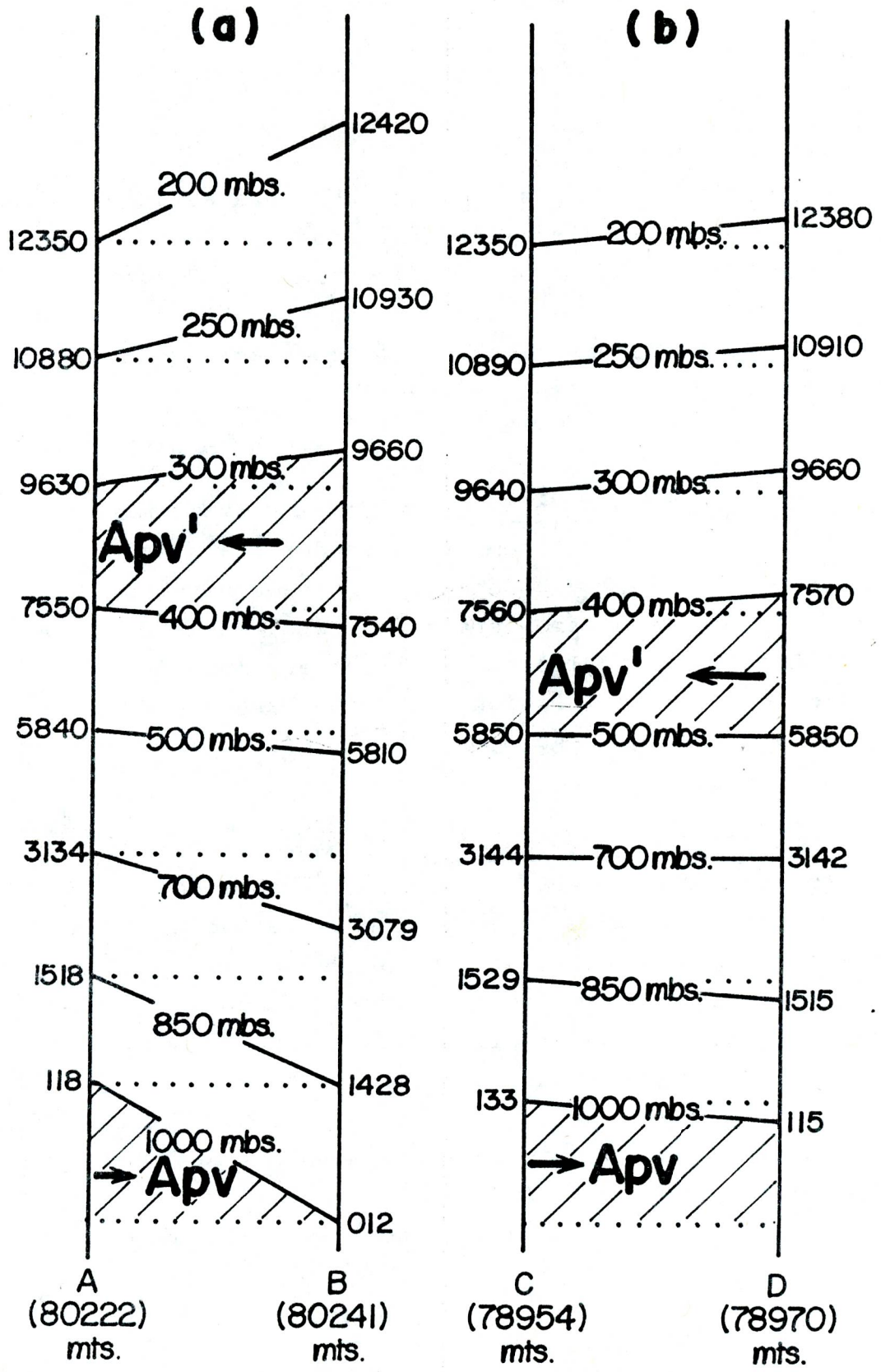


FIG. N° 1-14 .-

SALTO ATMOSFERICO (Sa) Unico sobre una estación de sondeo E cualquiera: el salto atmosférico Sa, sobre una estación de sondeo E se obtiene en cada 24 horas (o 12 horas) al restarle algebraicamente a la altura de hoy (ht), la altura de ayer (ht24) de cada nivel de presión constante como se hizo en los cuadros 1-3, 1-4, 1-5 y 1-6:

$$Sa = ht - ht(24)$$

ANGULO  $\alpha$ , ANGULO  $\beta$  Obtenido el salto atmosférico Sa, se coloca verticalmente en la parte derecha e inferior de la figura 3-6 (ó 3-7) y obtenemos para cada nivel de presión un ángulo  $\alpha$  (salto atmosférico positivo) en la parte delantera o un ángulo  $\beta$  (salto atmosférico negativo) en la parte posterior de una alta presión plana Ap. Para nuestro estudio solo calcularemos el ángulo  $\alpha$  ó ángulo  $\beta$  de el nivel de presión de 1000 hpa.

SALTO ATMOSFERICO Entre dos (ó más) estaciones de sondeo - próximas una de otra: cuando los niveles de presión constante colocados sobre una estación de sondeo E, no han variado sus alturas durante las pasadas 24 horas, entonces nos limitaremos a observar las estaciones de sondeo distribuídas en las vecindades de aquella. Solo así notaremos cuanto han variado las alturas de los diferentes niveles de presión de la estación E con respecto a otra estación E1 (ó E2, E3, etc) , situada en las proximidades de aquélla. Restando para el mismo día y la misma hora, las alturas de los diferentes niveles de presión entre las estaciones E y E1 (ó más) obtenemos

lo que llamaremos Salto Atmosférico Sa) entre dos (o más) estaciones de sondeo muy próximas. Este salto atmosférico Sa entre dos estaciones representa en metros el verdadero desnivel de altura entre dos estaciones de sondeo. La existencia de un desnivel de altura entre dos estaciones de sondeo en 24 horas conlleva a la formación de una zona virtual compuesta, la cual produce fuertes tormentas en la estación donde los niveles de presión inferiores o próximos al suelo se encuentran más bajos.

En la figura 1-14 en la parte a) y parte b) se muestran dos casos de saltos atmosféricos Sa entre dos estaciones de sondeo: 1-14 a) se observan las diferencias de altura de los diferentes niveles de presión constante entre Bogotá (80222) y Gaviota (80241) correspondientes al día 12 de febrero de 1.984, a las 1200 z.

POSICION DEL BORDE SUPERIOR DE Ap ENTRE DOS ESTACIONES DE SONDEO A Y B: (figura 1-15)

Lo que no se sabe con exactitud, cuando se trata del salto atmosférico Sa, entre dos estaciones de sondeo A y B cualesquiera, es donde se encuentra el borde superior de la alta presión plana Ap. Como ejemplo tomaremos los 1000 mbs entre Bogotá (estación A) y Gaviota (estación B) del día 12 de febrero de 1.984 a las 1200z.

En la figura 1-15 parte a) hemos supuesto que el borde superior de la alta presión plana Ap se encuentra exactamente sobre Bogotá, en el punto 1, y desde allí los 1000 mbs descienden hasta el punto 2 en Gaviota, con una inclinación.  $\alpha$ .

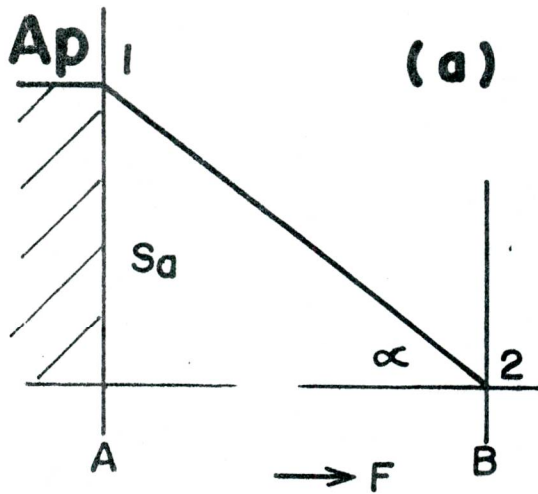


FIG. N° 1-15...

A : Estación de sondeo A.  
 F : Dirección de desplazamiento de la alta presión  $A_p$ .

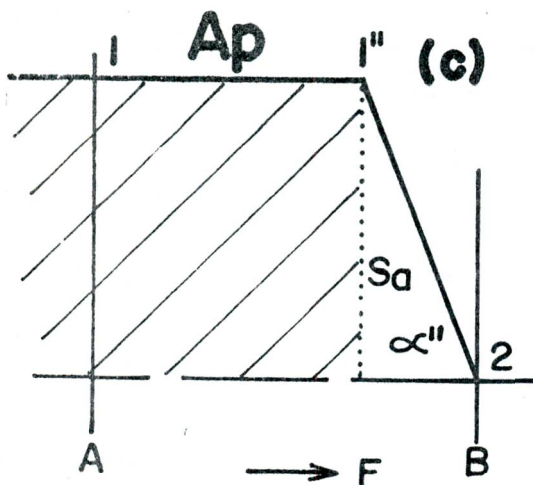
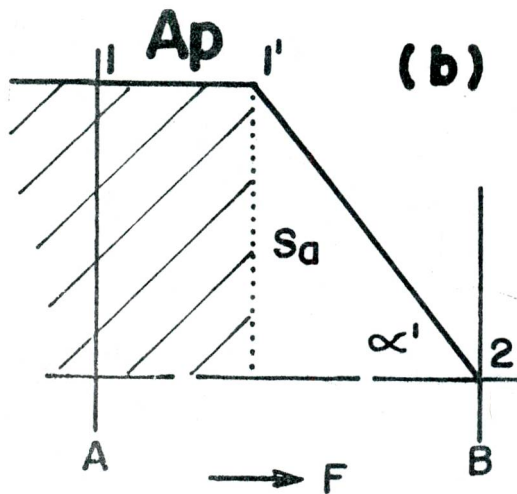
B : Estación de sondeo B.

$A_p$  : Alta presión plana.

$S_a$  : Salto atmosférico.

$\alpha, \alpha', \alpha''$  : Angulo alfa ( $\alpha$ ), el cual representa la inclinación entre las estaciones A y B, causado por las diferentes alturas que un nivel de presión pueden tener entre las estaciones A y B.

$1, 1', 1''$  : Diferentes posiciones del borde superior del mismo nivel de presión  $A_p$ .



En la parte b) hemos supuesto que el borde superior de la alta presión plana Ap, se encuentra en el punto 1' y desde aquí, los 1000 mbs descienden hasta el punto 2 en Gaviota, con su inclinación  $\alpha'$ . En la parte c) de la figura 1-15, hemos supuesto que el borde superior de la alta presión plana Ap, se encuentra en el punto 1" y desde aquí baja la capa de presión constante de 1000 mbs hasta el punto 2 sobre Gaviota, con una inclinación  $\alpha''$ .

Puede observarse en los tres casos que, donde sea que se encuentre el borde superior de la alta presión plana Ap, al restar la altura sobre Bogotá (118 mts) y la altura sobre Gaviota (12 mts) siempre el salto atmosférico Sa, entre ambas estaciones es el mismo:

$$Sa = h(\text{Bogotá}) - h(\text{Gaviota}) = 118 \text{ mts} - 12 \text{ mts} = 106 \text{ m.}$$

En cambio, el ángulo  $\alpha$  varía de acuerdo a la posición del borde superior de la alta presión entre Bogotá y Gaviota.

Ahora bien, mientras más alejada del borde y más próxima al centro de la alta presión plana Ap, se encuentre Bogotá, las posibilidades de lluvias son menores, mientras que en Gaviota siempre lloverá. Se pudo tomar como ejemplo los cuadros 1-8, 1-9 y 1-10.

Cada salto atmosférico Sa positivo o negativo tiene un ángulo agudo  $\alpha$  o  $\beta$  bien definido.

En la misma figura 1-14 b) observaremos los desniveles de altura entre las estaciones de sondeo Barbados (78954) y Piarco (78970) en el Mar Caribe Oriental.

También puede leerse los cuadros 1-8 y 1-9 correspondiente a otros niveles.

ZONAS VIRTUALES Las zonas virtuales llamadas también zonas latentes del mal tiempo, son aquellas donde se producen expansiones y compresiones simultáneas en la atmósfera cuando una o varias capas de presión constantes se levantan o se hunden, mientras que otras capas de presión vecinas mantienen la misma altura. Estos levantamientos y hundimientos (saltos atmosféricos Sa) ocasionan calentamientos y enfriamientos virtuales y rápidas modificaciones de temperatura potencial de un nivel isobárico.

Una zona virtual se puede formar sobre cualquier lugar de la tierra, a cualquier altura y en cualquier momento. Este tipo de fenómeno atmosférico cuando se presenta en los días de verano sorprende a los pronosticadores tropicales, por ser un mecanismo de rápido desarrollo, en un día soleado o en una noche de escasa nubosidad.

Las consecuencias de una zona virtual, tales como el viento fuerte, lluvias fuertes, cambios rápidos de temperatura ambiente antes y después de las lluvias, dependen del grado de desnivel de los saltos atmosféricos (Sa) que pueden dar los 1.000, 850 y 700 mbs (hpa), específicamente los 1.000 hpa. El mapa más sensible para detectar una zona virtual, es el mapa de superficie, por sus datos abundantes y por ser los intervalos de tiempo en elaborarse más cortos. El pronosticador tropical al recibir una guardia debe observar detenidamente los mapas de superficie y los mapas de 1.000 hpa, del día anterior y luego consultar los mismos mapas del día presente para estar alerta de los lugares donde ocurren levantamientos o hundimientos de presión. Igualmente el pronosticador tropical debe con-

sultar y comparar las alturas de cada nivel de presión registradas en los radiosondeos anteriores y presentes, dentro del área de pronóstico y sus vecindades. El análisis bien detallado del cambio de presión (isalobárico) cada 24 horas, es un aliado muy fiel. En los lugares donde hay aumento de presión, pueden ocurrir tormentas futuras y en los lugares donde hay bajas de presión, lluvias continuas.

Las zonas virtuales se dividen en tres (3) clases que son:

- 1.- Zona Virtual Propia o Inclinada
- 2.- Zona Virtual Compuesta y
- 3.- Zona Virtual Horizontal

Pero pueden existir muchas otras modalidades. Las zonas virtuales pueden localizarse en una columna aérea de una estación de sondeo E, al comparar las alturas de cada nivel de presión fijo cada 24 horas o comparando dos o más columnas de sondeo A (diferentes y próximas) cada 24 horas.

ALTA PRESION VIRTUAL (Apv) Es una cuña atmosférica (Ca) que desliza horizontalmente entre dos (2) niveles de presión constante cualesquiera contiguos uno del otro para producir el alejamiento o separación de ellos causando un calentamiento virtual por expansión del medio donde se mueve. En las figuras 1-10, 1-16, 1-17, 1-18, 1-19, 1-20, 1-21, 1-22 y 1-23 podemos apreciar como penetra la cuña atmosférica Apv en los bajos niveles de presión constante y como penetra una segunda cuña atmosférica Apv' en los niveles de presión superiores y en sentido contrario.

ZONA VIRTUAL PROPIA O INCLINADA: (figuras 1-16, 1-17, 1-18, 1-19, 1-20 y 1-21) son levantamientos y hundimientos mecánicos que se

producen única y exclusivamente en los niveles de presión constante de 1.000, 850 y 700 mbs (hpa) cuando una alta presión de altura se desplaza horizontalmente como una cuña atmosférica - en forma de plato sopero invertido (boca abajo) entre la superficie del mar y los 1.000 mbs. En este tipo de levantamiento y hundimiento mecánico los 500 mbs y demás niveles de presión - constante colocados por encima de aquél han mantenido la misma altura que 24 horas antes. Este tipo de mecanismo atmosférico solo se ejecuta entre la superficie del mar y los 500 mbs. Véase cuadro 1-5: zona virtual propia negativa. Véase cuadro 1-6: zona virtual propia positiva.

La zona virtual propia o negativa. La zona virtual propia positiva, se origina cuando la parte delantera de una alta presión de poca altura, llamada alta presión virtual (Apv) o cuña atmosférica empieza a pasar sobre una estación de sondeo A - cualquiera y se desplaza horizontalmente entre la superficie del mar y los 1.000 mbs, ocasionando levantamientos mecánicos de los 1.000, 850 y 700 mbs.

En la figura 1-16, podemos observar como la cuña atmosférica o alta presión virtual (Apv) se desplaza horizontalmente entre la superficie del mar y los 1.000 mbs, siguiendo la dirección de la flecha F.

Las líneas horizontales punteadas 1, 2, 2 eran alturas de los niveles de presión de 1.000, 850 y 700 mbs, sobre la estación A 24 horas antes, pero ahora por penetración de la cuña atmosférica Apv, esos niveles de presión subieron hasta las alturas 1', 2', 3', sobre A (24 horas). Nótese que delante de la estación A, aquellos niveles de presión bajaron hasta los

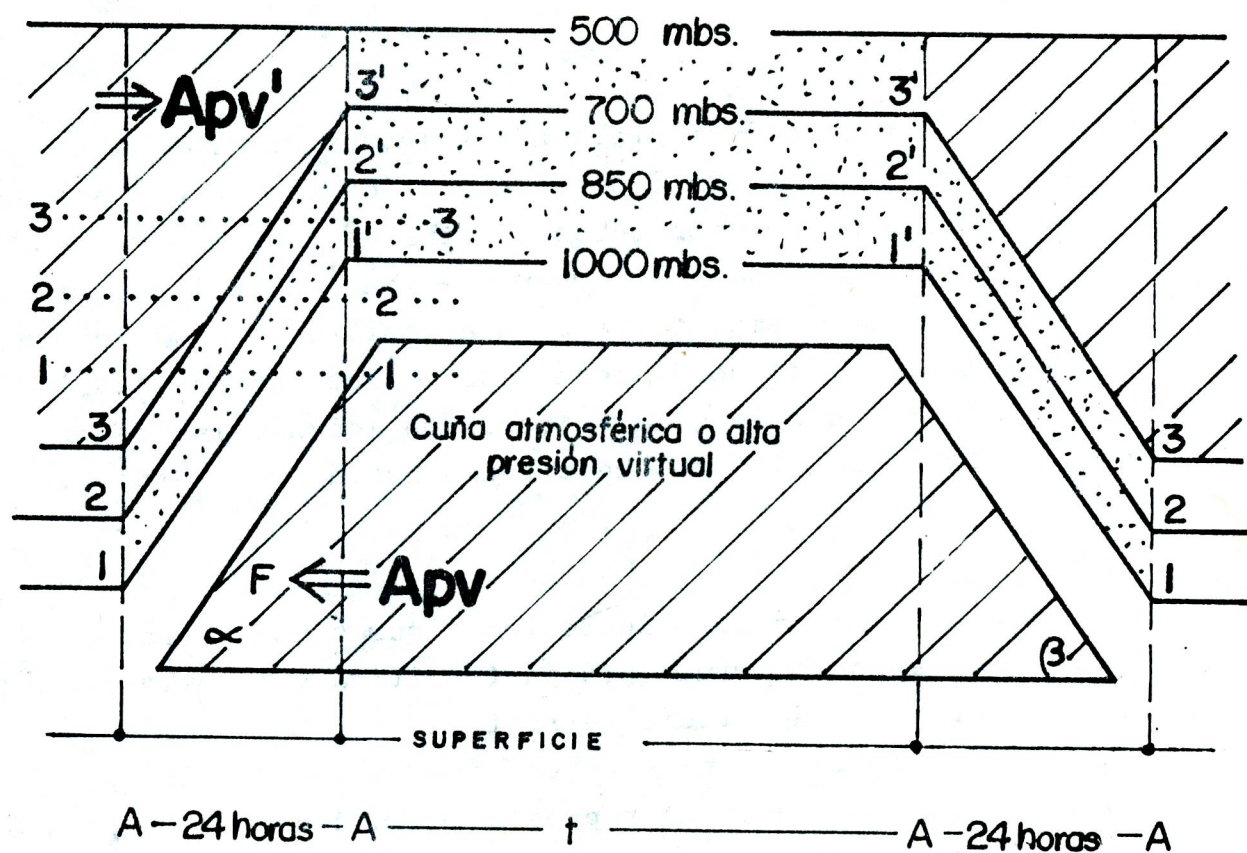


FIG. N<sup>o</sup> 1-16. — Corte transverso en los niveles bajos de una alta presión.  
 Líneas punteadas horizontales : posición de los niveles de presión bajo 24 horas antes.  
 Líneas inclinadas 1-1', 2-2', 3-3' : posición actual (levantamiento de 1000, 850 y 700 mbs.).  
 1'-1', 2'-2', 3'-3' : posición horizontal de los 1000, 850 y 700 mbs.  
 Líneas inclinadas 1'-1, 2'-2, 3'-3, hundimientos de 1000, 850 y 700 mbs. sobre la estación A.  
 A : estación de sondeo.  
 F : dirección de Apv.  
 Zona punteada : zona fría.  
 Zonas de rayas inclinadas : zonas calientes.

puntos 1, 2, 3 respectivamente. Estos levantamientos simultáneos de los tres primeros niveles de presión ocasionan rápidas lluvias acompañadas por tormentas eléctricas y fuerte viento. En el cuadro 1-6 se puede observar una zona virtual positiva.

Después de un tiempo  $t$ , la cuña atmosférica ( $Apv$ ) coloca sobre la estación A su borde posterior en los puntos 1', 2', 3', pero 24 horas después, las alturas de los niveles de presión de 1.000, 850 y 700 mbs descienden hasta los puntos 1, 2 y 3 respectivamente.

#### ZONA VIRTUAL PROPIA

Secuencia de Mapas: en las siguientes figuras observaremos cómo se forma una zona virtual propia (positiva y negativa) en 24 horas sobre una superficie terrestre:

Figura 1-17: análisis de superficie de una porción geográfica cualquiera. Parte a) representación de una alta presión plana  $Ap$  (área rayada isobárica). En ella dos estaciones de radiosondeo A y B por donde pasa un plano vertical y que a su vez indica la trayectoria a seguir por la alta presión plana  $Ap$ .

Fuera de  $Ap$ , áreas punteadas: bajas presiones.

Parte b): 24 horas después, dentro de  $Ap$  (1014 mbs) aparece una zona de mayor presión (1018 mbs) llamada Lomo Bórico (LB). Las dos estaciones A y B han registrado un incremento de presión igual a 4 mbs. El corte transversal de esta parte b) nos dará una formación semejante a las figuras 1-10 y 1-16.

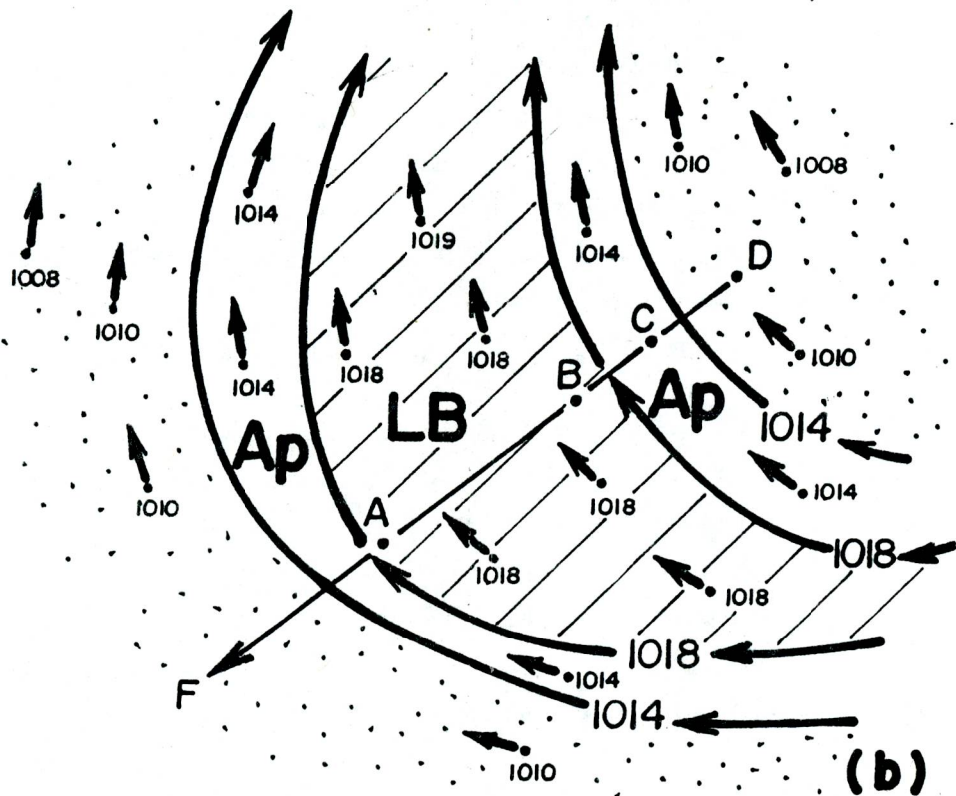
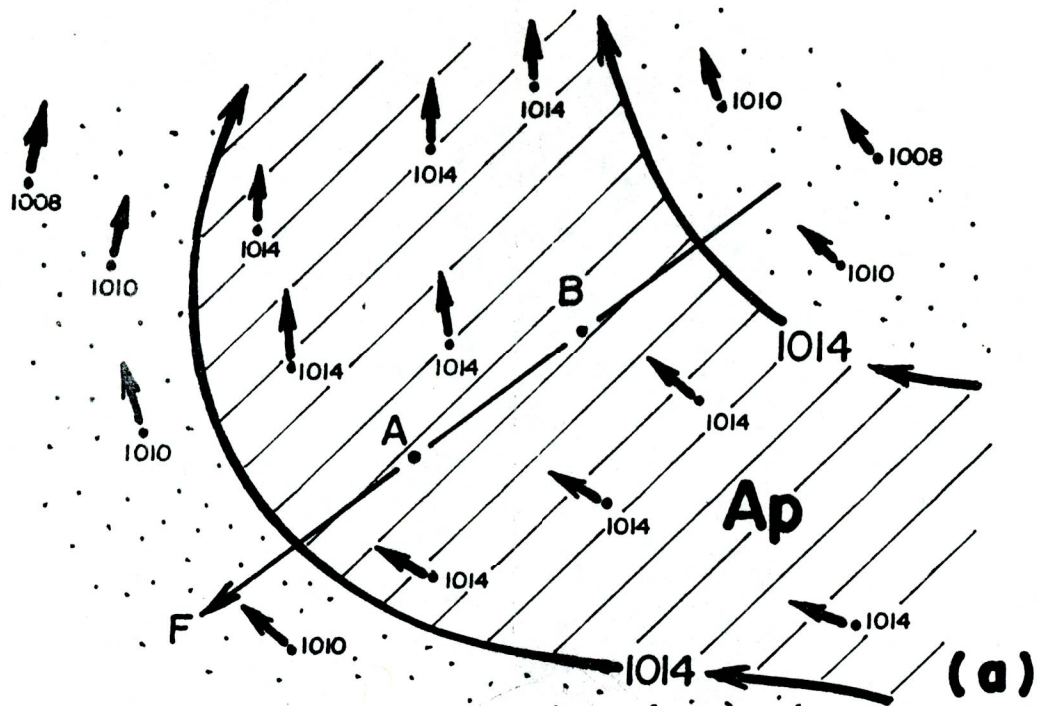


FIG. N° 1-17. — Análisis de una porción en la superficie terrestre, antes y después.

Figura 1-18: análisis de 1.000 mbs de la misma porción geográfica. Parte a) representación de una alta presión plana Ap, cuya altura uniforme es de 100 mts (área rayada). Areas punteada de baja altura en relación con Ap.

Parte b): 24 horas después, dentro de Ap (100 mts) aparece una nueva elevación de los 1.000 mbs llamada Lomo Atmosférico (LA) e igual a 120 mts. En las estaciones de sondeo A y B los 1.000 mbs se elevaron a 120 mts. De donde:

$$Sa (1000) = 120 \text{ mts} - 100 \text{ mts} = 20 \text{ mts.}$$

Figura 1-19: análisis de 850 mbs de la misma porción geográfica. Parte a) representación de una alta presión plana Ap (área rayada), cuya altura es igual a 1.500 mts. Obsérvese que fuera de Ap, las alturas de 850 mbs son inferiores a 1.500 mts.

Parte b): 24 horas después, dentro de Ap (1.500 mts) aparece una nueva elevación de la altura de los 850 mbs igual a 1.520 mts, llamada Lomo Atmosférico (LA).

En las estaciones de sondeo A y B, las alturas de 850 mbs se elevaron a 1.520 mts, de donde:

$$Sa (850) = 1.520 - 1.500 = 20 \text{ mts.}$$

Figura 1-20: análisis de 700 mbs de la misma porción geográfica. Parte a) representación de una alta presión plana Ap, cuya altura interna es igual a 3.100 mts (área rayada). Las zonas punteadas tienen alturas menores.

Parte b): 24 horas después dentro de Ap (3.100 mts) aparece una nueva elevación de la altura de los 700 mbs igual a 3.120 mts, llamada Lomo Atmosférico (LA).

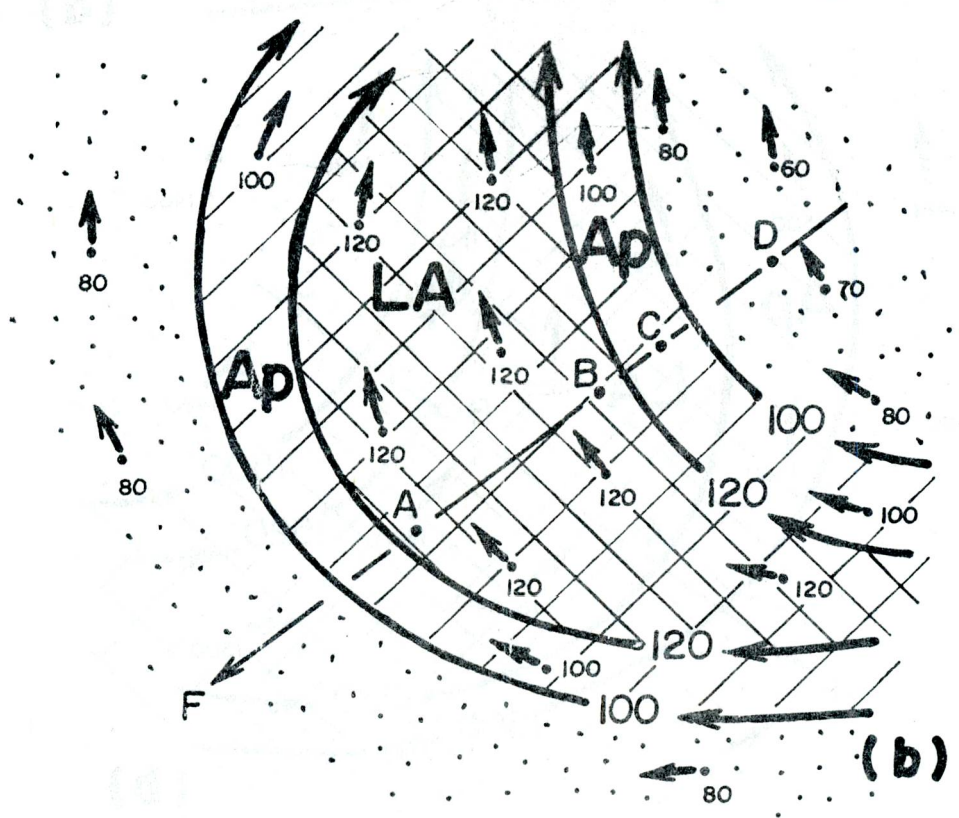
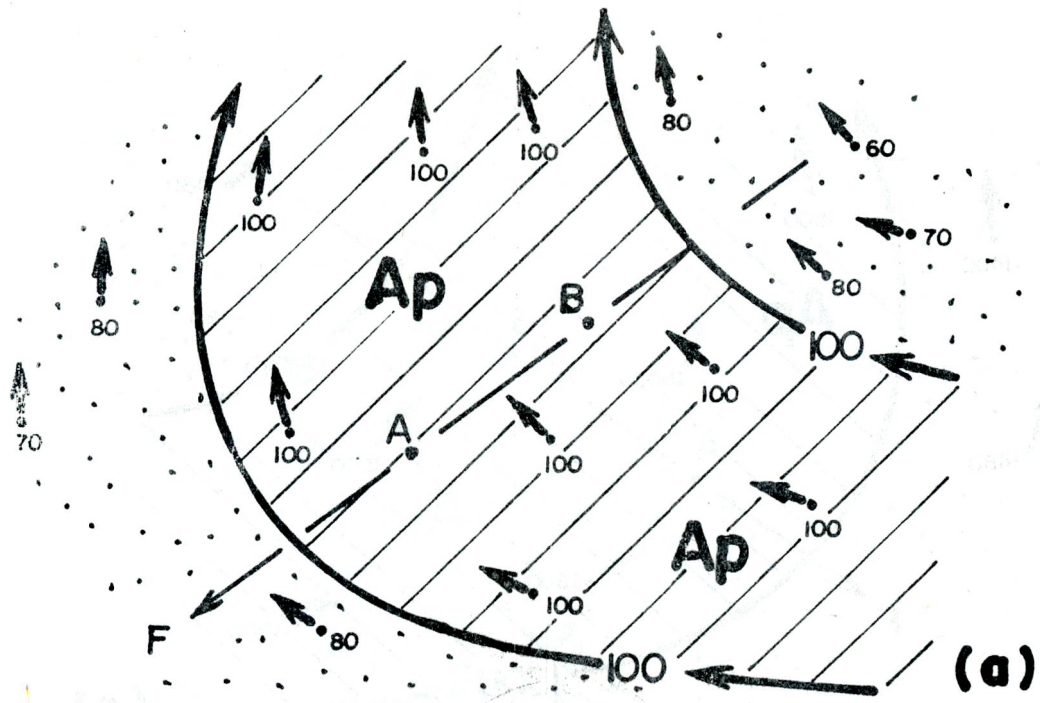


FIG. Nº 1-18. — Análisis de una porción de los 1000 mbs., antes y después.

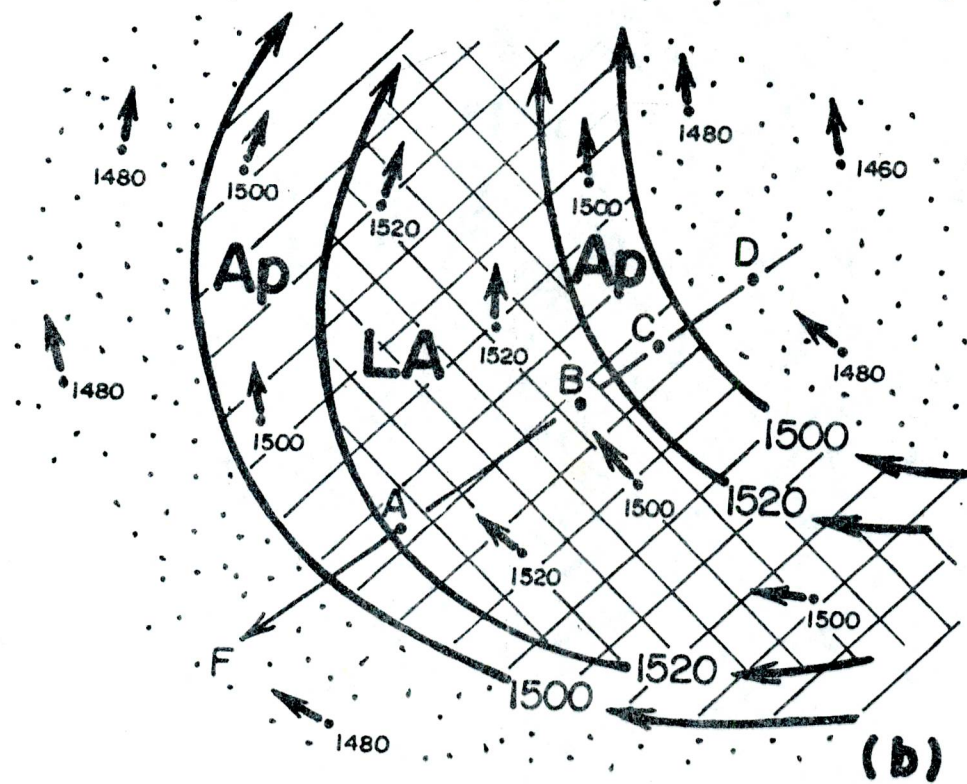
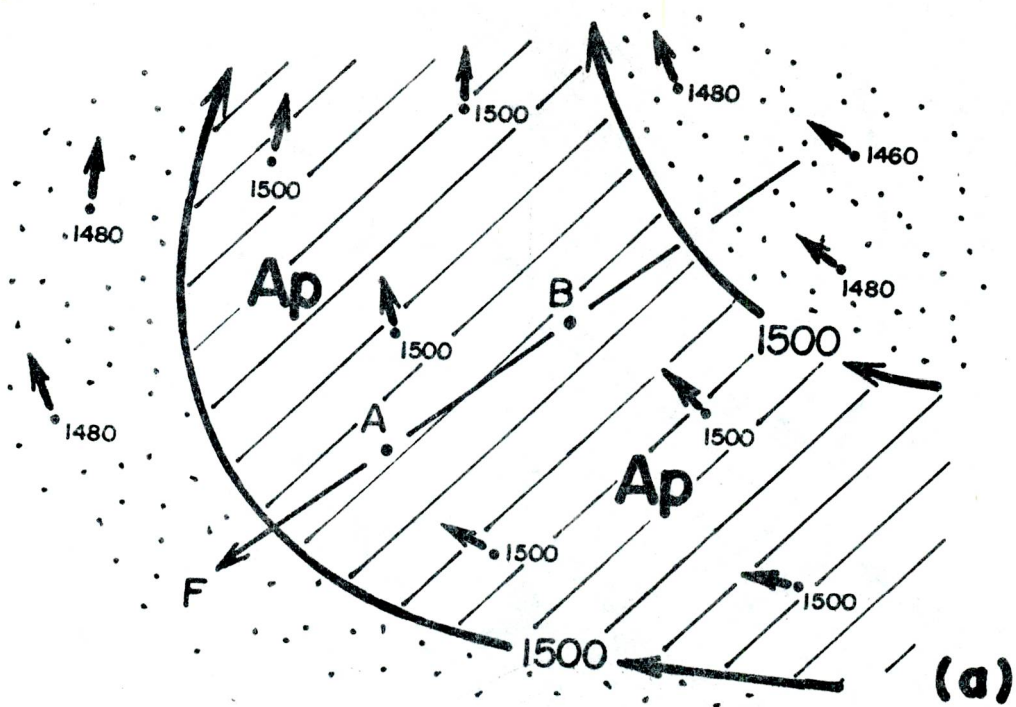


FIG. N° 1-19... Análisis de una porción de 850 mbs., antes y después.

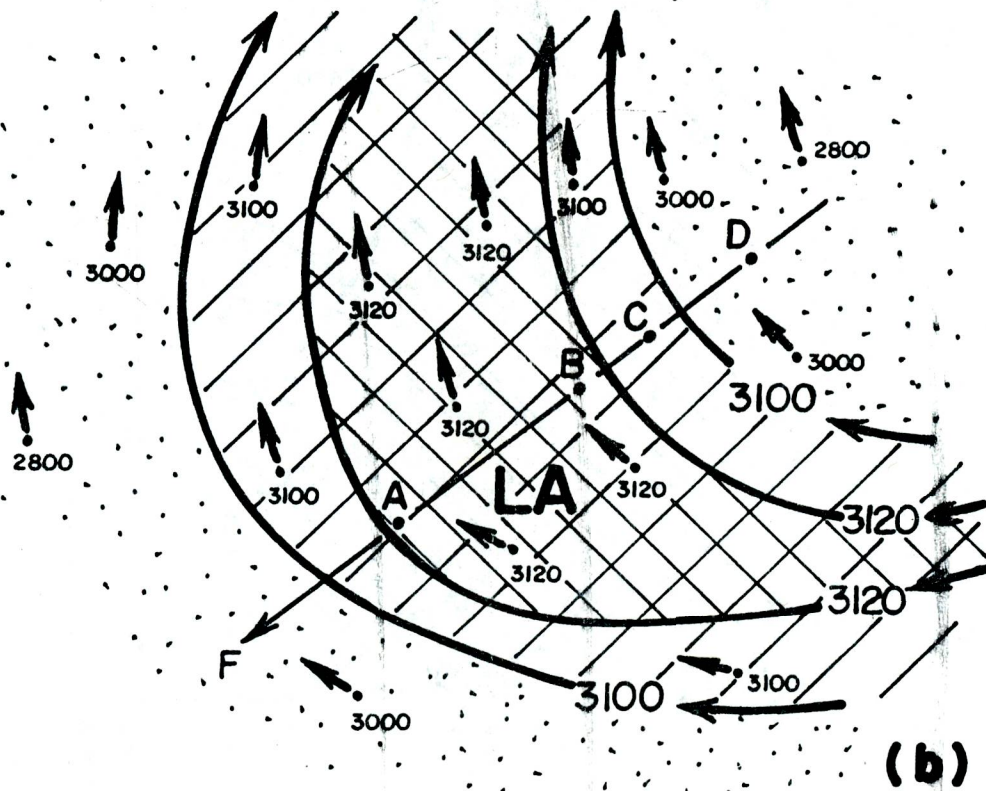
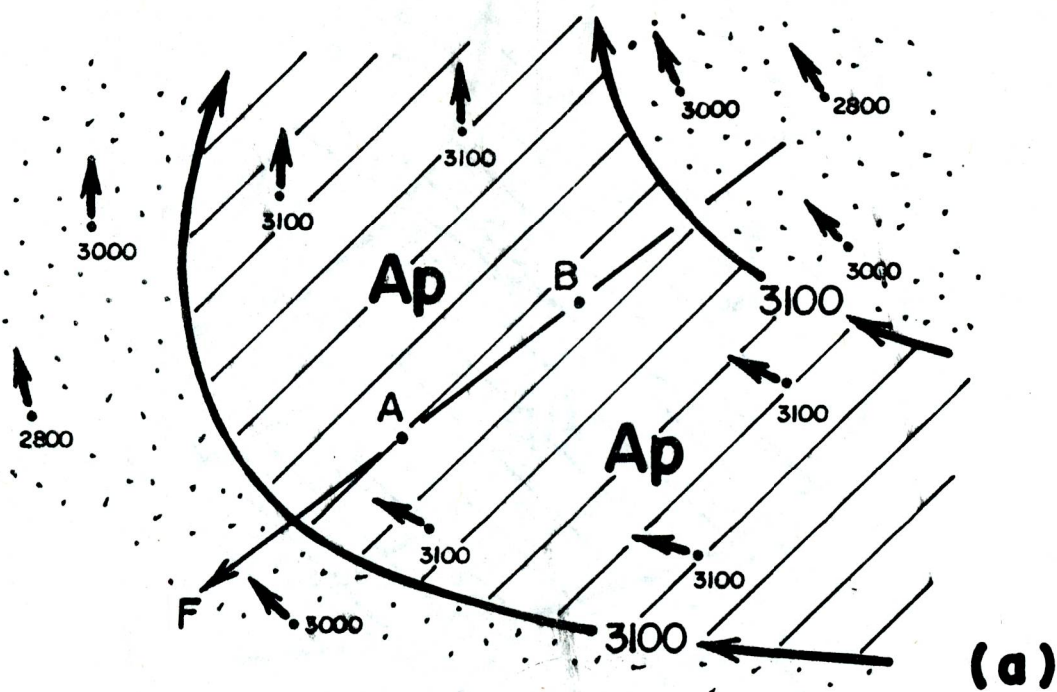


FIG. Nº 1-20. — Análisis de una porción de 700 mbs., antes y después.

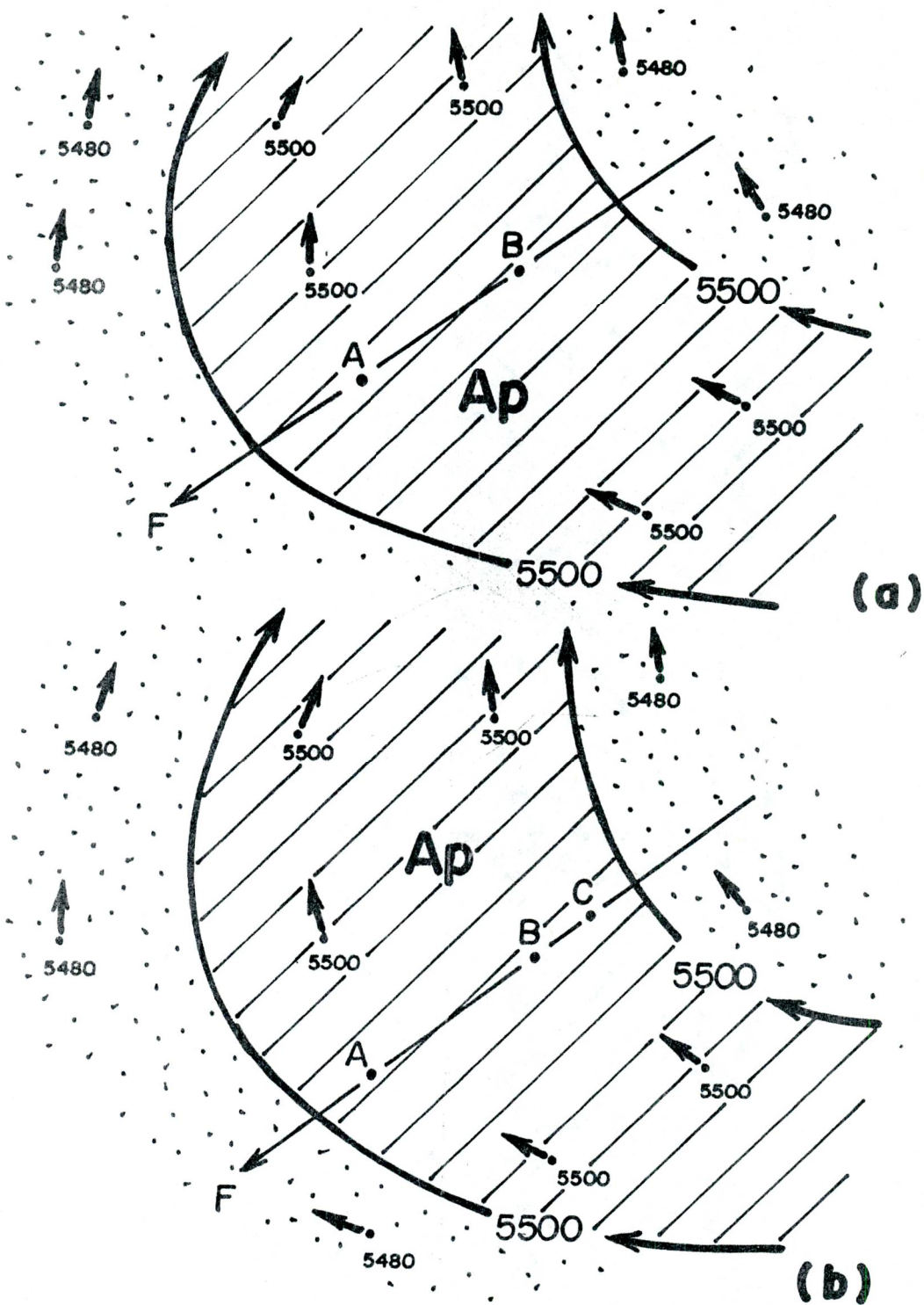


FIG. N° 1-21 ... Análisis de una porción de 500 mbs., antes y después.

Las estaciones de sondeo A y B por estar dentro de LA elevaron la altura de 700 mbs de donde:

$$Sa (700) = 3.120 \text{ mts} - 3.100 \text{ mts} = 20 \text{ mts.}$$

Figura 1-21: análisis de 500 mbs sobre la misma porción - geográfica. Parte a) representación de una alta presión plana (Ap) (área rayada), cuya altura interna es igual a 5.550 mts. Zonas punteadas de menor altura, bajas presiones.

Parte b): 24 horas después dentro de Ap (5.550 mts) no se han registrado variaciones de altura para los 500 mbs y tenemos que:

$$Sa (500) = 5.500 \text{ mts} - 5.550 \text{ mts} = 0 \text{ mts.}$$

Obsérvese en las figuras anteriores que la estación A por estar fija en tierra, pero delante de la alta presión plana - Ap siempre dá saltos atmosféricos positivos y la estación B a medida que la alta presión plana Ap avanza, va pasando de niveles mayores a menores, hasta que la altura de la estación D (menor altura) se coloque sobre B. Esto sucede por estar en la parte posterior de Ap. Siempre dará saltos atmosféricos negativos.

ZONA VIRTUAL COMPUESTA: (figura 1-22) es el cruce doble y simultáneo de una columna aérea limitada por dos estaciones de radiosondeo A y B, por dos cuñas atmosféricas (o altas presiones virtuales, Apv y Apv') las cuales se mueven horizontalmente y en sentido contrario. Una primera cuña (Apv), en los niveles de presión de baja altura y la otra segunda cuña (Apv') en los niveles de presión de alturas superiores. Si en la zona virtual propia (o inclinada) ya descrita y detallada en la

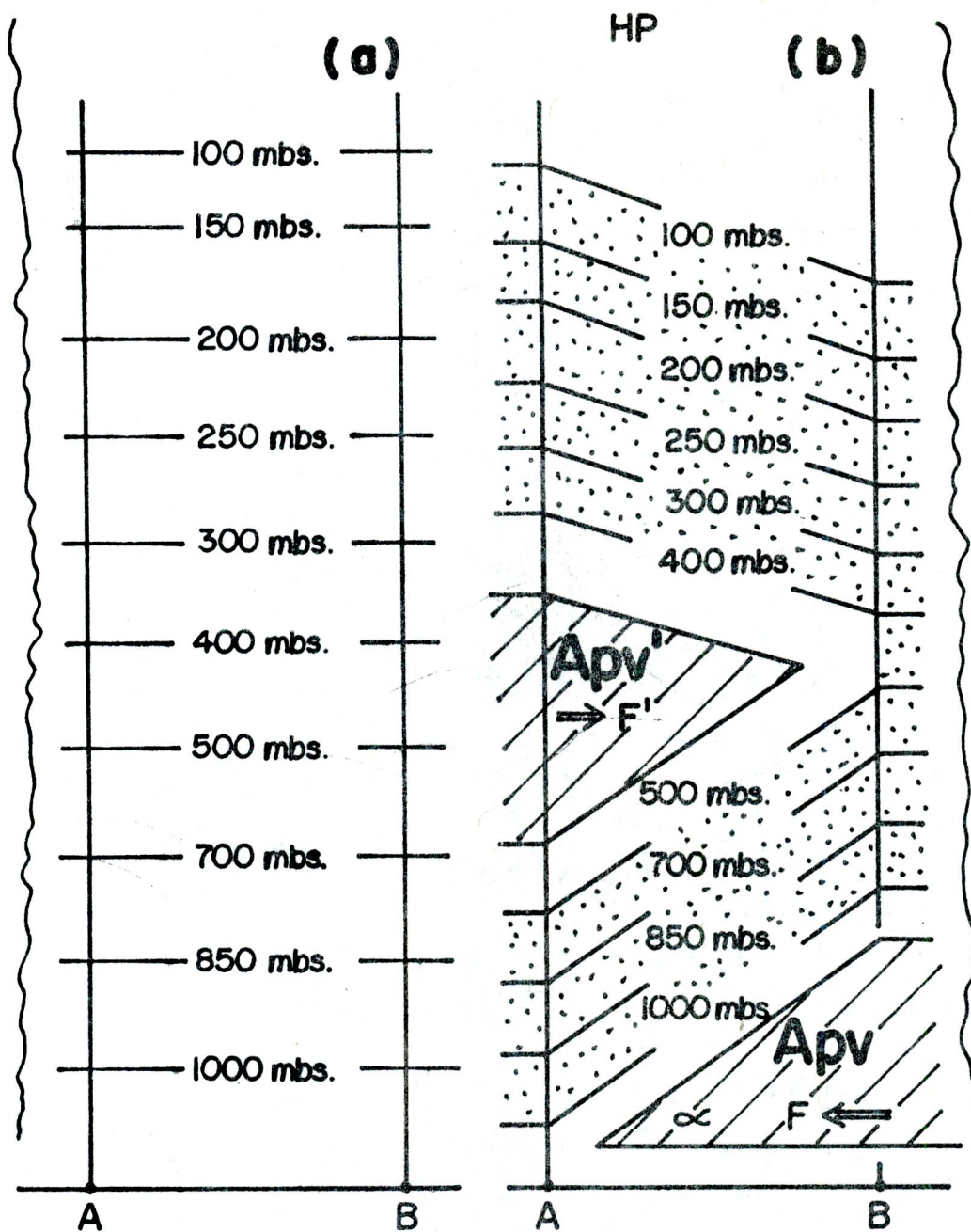


FIG. N<sup>o</sup> 1-22 .— Corte vertical entre las estaciones de sondeos A y B .

a) Antes.

b) 24 horas después .

figura 1-16 consideramos las dos cuñas atmosféricas Apv y Apv' (abajo y arriba) entonces este mecanismo atmosférico sería igual a la zona virtual compuesta, pero tenemos que:

- a) La zona virtual propia se forma únicamente entre los 500 - mbs y la superficie del mar y solamente se levantan los tres primeros niveles de presión de 1.000, 850 y 700 mbs.
- b) La zona virtual compuesta se forma entre la superficie del mar y los 1.000 mbs (nivel de presión mínimo y superior)
- c) En la zona virtual propia, la primera cuña atmosférica (Apv) se desplaza horizontalmente entre la superficie del mar y los 1.000 mbs (y se presume que esta cuña atmosférica es la misma alta presión de las Bermudas, que se ha desplazado hasta el Norte Oriental, Venezolano).
- d) En la zona virtual compuesta, la primera cuña atmosférica (Apv) en los niveles bajos puede desplazarse horizontalmente entre cualquier par de niveles de presión inmediatos.
- e) En la zona virtual propia, la segunda cuña atmosférica (Apv'), se desplaza horizontalmente con sentido contrario a la primera cuña (Apv) únicamente entre los 500 y 700 mbs.
- f) En la zona virtual compuesta, la segunda cuña atmosférica (Apv') de los niveles de presión altos, puede desplazarse en sentido contrario y horizontalmente a la primera cuña (Apv), entre cualquier par de niveles de presión inmediatos.

En la figura 1-22 a) observamos una alta presión completa (Apc) la cual 24 horas después se transformó en una zona virtual compuesta (parte b), obsérvese que cuando la primera

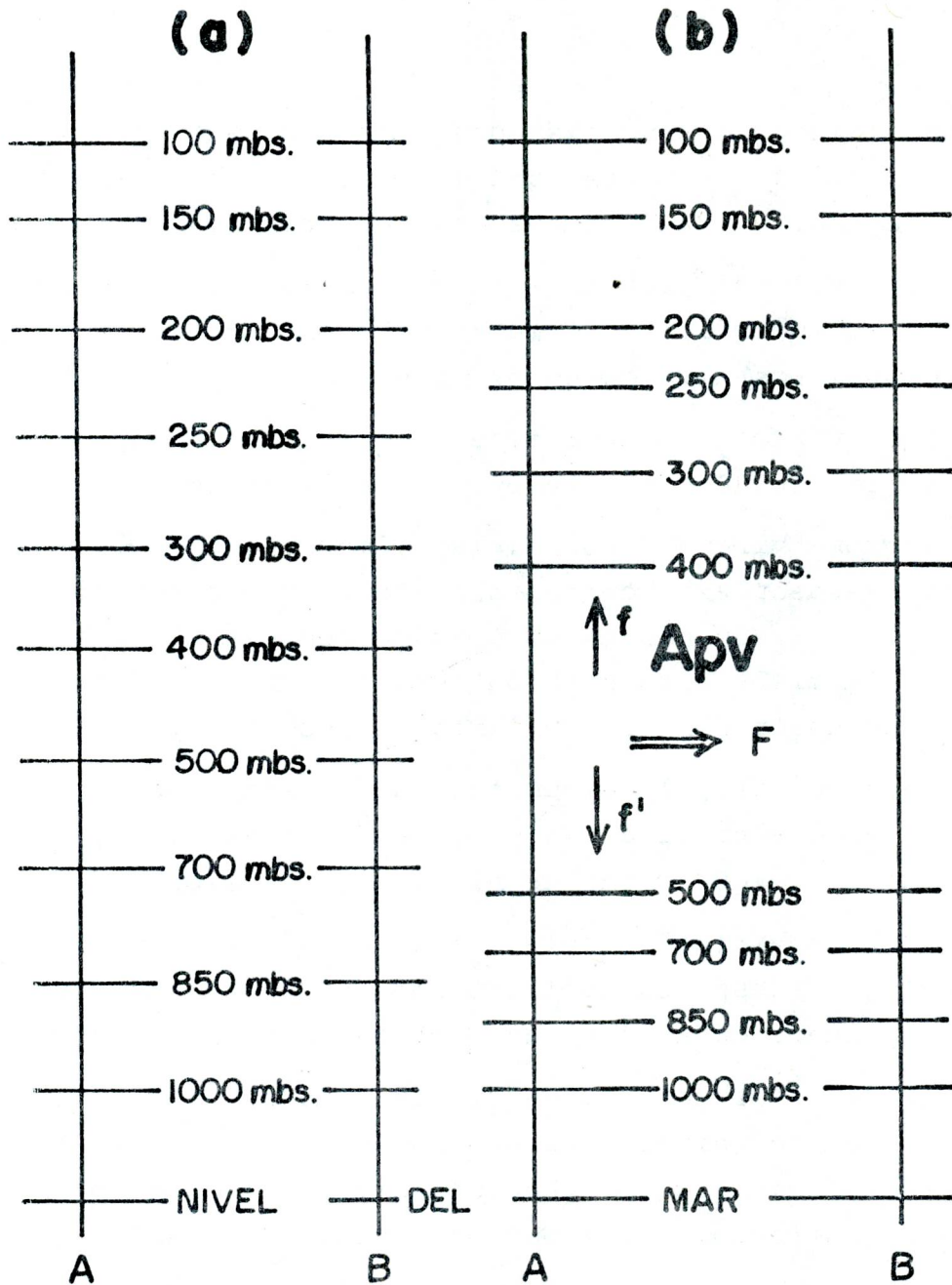


FIG. Nº 1-23... Corte vertical de una alta presión.

a) Antes

b) 24 horas después.

cuña atmosférica (Apv) se desplazó entre la superficie del mar y los 1.000 mbs, siguiendo la dirección de la flecha F, se levantaron los niveles de presión de 1.000, 850, 700 y 500 mbs.

En una zona virtual compuesta, ésta primera cuña atmosférica (Apv), pudo haberse desplazado entre los 1.000 y 850 mbs, o entre los 850 y 700 mbs. En estos casos se diferencia una zona virtual compuesta de una zona virtual propia. La segunda cuña atmosférica (Apv) de los niveles superiores, se mueve horizontalmente en la dirección F', entre los niveles de presión de 500 y 400 mbs. También ésta segunda cuña atmosférica pudo haberse desplazado entre los 400 y 300 mbs, o entre los 300 y 250 mbs. La zona virtual compuesta tiene muchas modalidades y tiene como consecuencia la presencia de fuertes aguaceros tormentosos, capaces de producir desastres sociales. Las cuñas atmosféricas separan dos niveles de presión inmediatos y producen calentamientos por expansión (zonas rayadas) y el acercamiento de los niveles de presión producen enfriamientos por compresión (zonas punteadas). Siguiendo la ecuación de los espesores tenemos:

$$Z - Z_0 = \frac{R_{tm}}{g} \log \frac{P_0}{P} = S_z$$

(El espesor de una capa atmosférica limitada por dos superficies de presión fijas, es directamente proporcional a la temperatura media de la capa. Meteorología Dinámica, por Gordon).

En la zona virtual compuesta siempre ocurren fuertes chaparrones con tormentas eléctricas sobre la estación donde los -

primeros niveles de presión constante tales como 1.000, 850, 700... etc, se encuentran más bajos con respecto a la otra estación.

En la figura 1-22 parte a) observaremos el corte vertical de la atmósfera hecho por un plano vertical  $H_p$  que pasa por las estaciones A y B.

En la parte a): tenemos una alta presión plana completa.

En la parte b): 24 horas después esa misma alta presión completa fue cruzada simultáneamente por dos cuñas atmosféricas. Una en la parte inferior  $Ap_v$  que se mueve horizontalmente en la dirección F y otra cuña atmosférica  $Ap_v'$  en los niveles altos y que se mueve en la dirección F' (sentido contrario a F). Obsérvese que en la cuña atmosférica  $Ap_v$  levantó los niveles de presión de 1.000, 850 y 700 mbs sobre la estación B y los hundió en la estación A, pero en los niveles superiores la cuña atmosférica  $Ap_v'$ , levantó los niveles de presión de 400, 300 ....hasta los 100 mbs sobre la estación A y los hundió sobre la estación B. Los aguaceros muy fuertes ocurren en la estación de sondeo donde se dirige la cuña atmosférica inferior  $Ap_v$ .

En la estación A los niveles de presión de los 1.000, 850, 700 y 500 se hunden, mientras que los niveles de 400, 300, 250, 200, 150 y 100 mbs se levantan. En la estación B, sucede lo contrario.

ZONA VIRTUAL HORIZONTAL (figura 1-23) Es la separación vertical en sentido contrario y simultáneo de dos (2) niveles de presión próximos, uno del otro, cuando una cuña atmosférica  $Ap_v$ , se ha desplazado horizontalmente entre aquéllos, causan-

de calentamientos por expansión (área rayada) mientras que en las partes opuestas (arriba y abajo) de la cuña atmosférica - se han producido enfriamientos por compresión (zonas punteadas). En la figura 1-23 parte a) se muestra un corte transverso de una alta presión completa entre las estaciones de sondeo A y B, pero 24 horas después, una cuña atmosférica (Apv) (alta presión virtual) se ha "corrido" horizontalmente entre los niveles de presión de 400 y 500 mbs separándolos verticalmente y siguiendo las direcciones opuestas de las flechas f' y f respectivamente. Nótese que, los niveles de 1.000 mbs (abajo) 200, 150 y 100 mbs (arriba) no variaron sus alturas en las pasadas 24 horas.

En la zona virtual horizontal, la cuña atmosférica (Apv), puede desplazarse entre dos niveles de presión cualesquiera. No es tan común la formación de una zona virtual horizontal entre dos estaciones de sondeo, pero si existe.

Si en la figura 1-23 a) y b) analizamos individualmente la estación A o la estación B, observaremos como ha variado las alturas de los niveles de presión 24 horas después y sabremos que tipos de zonas virtual se ha formado sobre cada estación de sondeo de interés especial para nosotros. La zona virtual horizontal, ocasiona chaparrones aislados y de corta duración cerca de la estación de sondeo.

Hasta los momentos hemos hablado de los saltos parciales bajos como en el caso de la zona virtual propia, donde solamente se levantan los 1.000, 850 y 700 mbs.

En los casos de la zona virtual compuesta y zona virtual horizontal, existen movimientos de todos los niveles de presión pero estos movimientos verticales son, simultáneamente combinados, de subidas y bajadas formando compresiones y expansiones.

## C A P I T U L O   I I

### TEORIA DE LOS LOMOS ATMOSFERICOS TROPICALES

### TEORIA DE LAS ALTAS Y BAJAS PRESIONES EN LA SUPERFICIE Y EN LA ALTURA

La tierra en su vasta superficie presenta grandes extensiones plana llamadas llanadas, levantamientos llamados montañas e inmensos hundimientos llamados depresiones. Igualmente la atmósfera presenta grandes extensiones planas llamadas altas presiones planas Ap, levantamientos aéreos llamados lomos atmosféricos y profundos hundimientos llamados hondonadas atmosféricas (bajas presiones).

## C A P I T U L O II

TEORIA DE LOS LOMOS ATMOSFERICOS TROPICALES.  
TEORIA DE LAS BAJAS Y ALTAS PRESIONES EN SUPERFICIE  
Y EN ALTURA..

Las bajas y altas presiones, tanto a nivel del suelo como en la altura no son como hasta ahora las hemos conocido.

Existen diferentes modalidades de bajas y altas presiones a nivel del suelo y en la altura y cada una de ellas tiene una configuración y función atmosférica muy particular y su núcleo de mínima o de máxima presión no se encuentra estrictamente en su centro ni el viento, necesariamente, sigue las rotaciones negativas o positivas de las agujas del reloj.

### ALTAS PRESIONES EN LA SUPERFICIE

Al analizar una secuencia de mapas de superficie notaremos de inmediato, como dentro de un área considerada como alta presión, el núcleo de máxima presión de aquella no se encuentra necesariamente en su centro geométrico y la trayectoria del viento no describe círculos siguiendo las agujas del reloj. Notaremos también como el núcleo de máxima presión, colocado en un lugar cualquiera, dentro del área de alta presión va cambiando su posición y configuración, formando variados tipos de altas presiones.

Las altas presiones en superficie se dividen según la posición del núcleo de máxima presión y según su configuración.

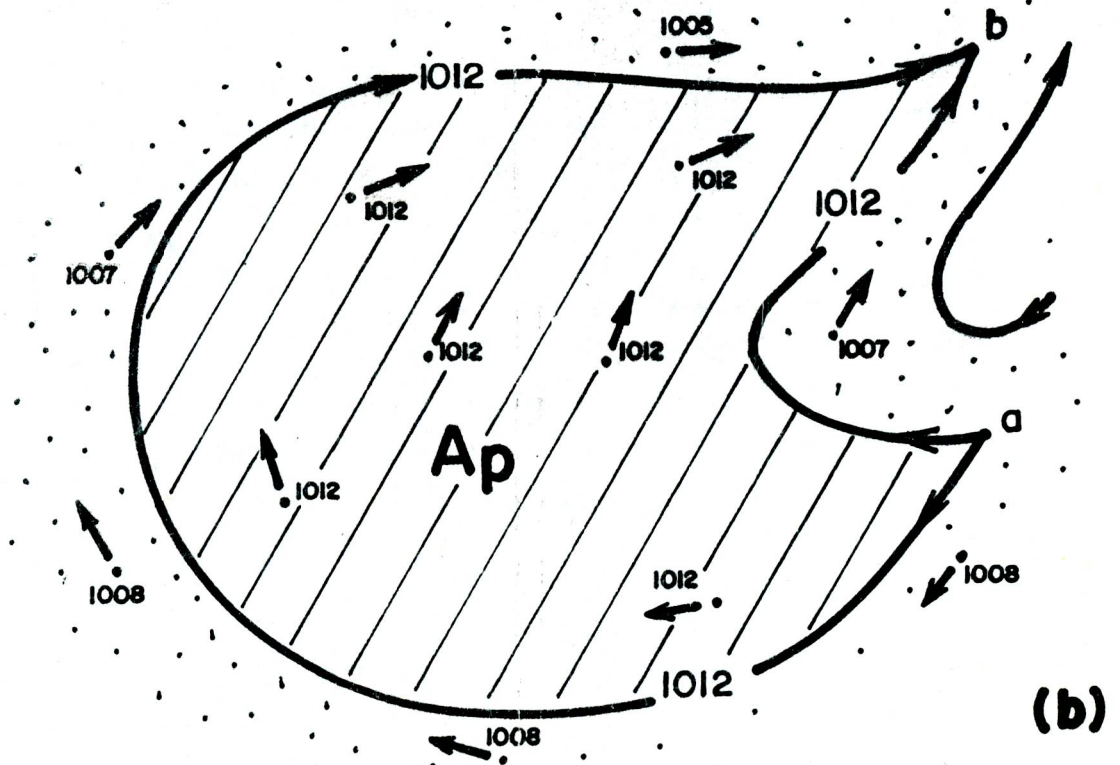
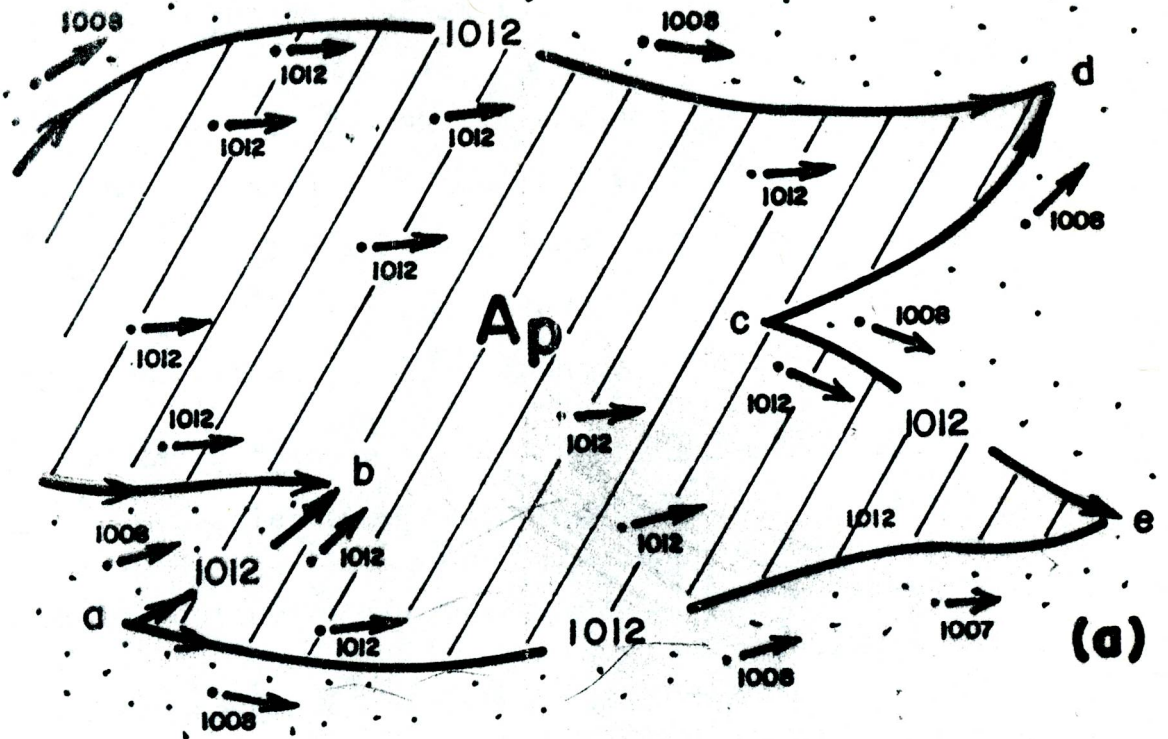


FIG. N° 2-1. -

Según la posición del núcleo de máxima presión se dividen en:

- 1.- Alta Presión Isobárica (figura 2-1)
- 2.- Alta Presión Normal o Abombada (figura 2-2)
- 3.- Alta Presión con Centro Isobárico (figura 2-3)
- 4.- Alta Presión con Lomo Bórico (figura 2-4)
- 5.- Alta Presión Escalonada o Escarpada (figura 2-5)

1.- ALTA PRESION ISOBARICA (alta presión plana fig. 2-1)

Este tipo de alta presión se consigue en los análisis de mapas de superficie cubriendo grandes extensiones terrestres y se caracteriza porque en cualquiera de sus puntos internos la presión es la misma.

El núcleo de máxima presión lo representa la misma alta presión isobárica.

DEFINICION DEL NUCLEO DE MAXIMA PRESION: es cualquiera y determinado lugar donde se pueden concentrar la máxima presión de una alta presión isobárica. Figuras 2-2b, 2-3, 2-4, 2-5 (el núcleo de máxima presión es sinónimo de lomo bórico (LB)).

En la figura 2-1 se muestran dos altas presiones isobáricas de diferentes e indeterminadas configuraciones. El origen de una alta presión isobárica en superficie lo encontraremos en su parte posterior (siguiendo la dirección verdadera del viento), en su levantamiento de presión

y su final, en la parte delantera o frontal, es decir, en su hundimiento o disminución de presión donde consigue la misma presión que tenía en su parte posterior.

La parte a) de la figura 2-1, observaremos que la alta - presión isobárica (de 1012 mbs) tiene dos (2) puntos de - levantamiento de presión que son: punto de levantamiento-divergente, punto b: levantamiento convergente, (puede tener más puntos de levantamientos), luego la alta presión-se hace béricamente plana, y se hunde en su parte final o frontal, donde encontramos tres (3) puntos (también puede tener más) de hundimiento que son:

punto c: hundimiento - divergente

punto d: hundimiento - convergente

punto e: hundimiento - convergente

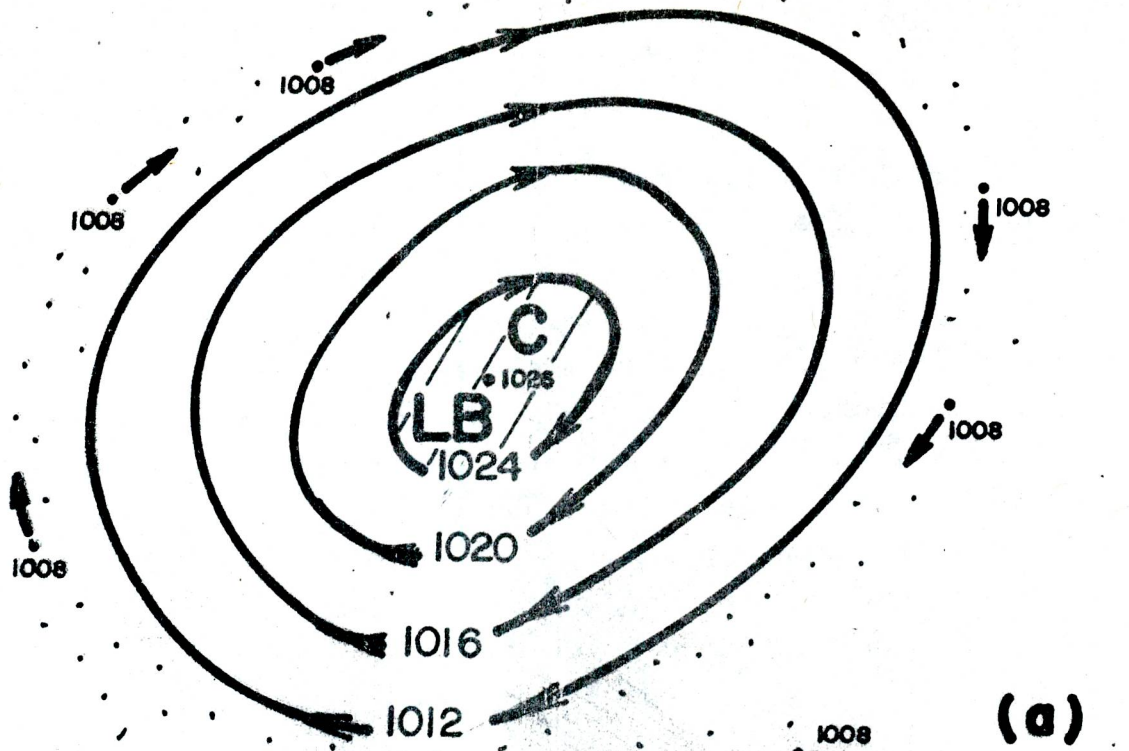
Por sus partes laterales derecho e izquierdo de la alta presión isobárica, la presión disminuye.

En la parte b) de la misma figura 2-1 notaremos - otra alta presión isobárica la cual tiene como origen el punto a: levantamiento-divergente y el punto b: hundimiento-convergente. Observese que las presiones que encierra la isóbara de 1012 mbs son iguales.

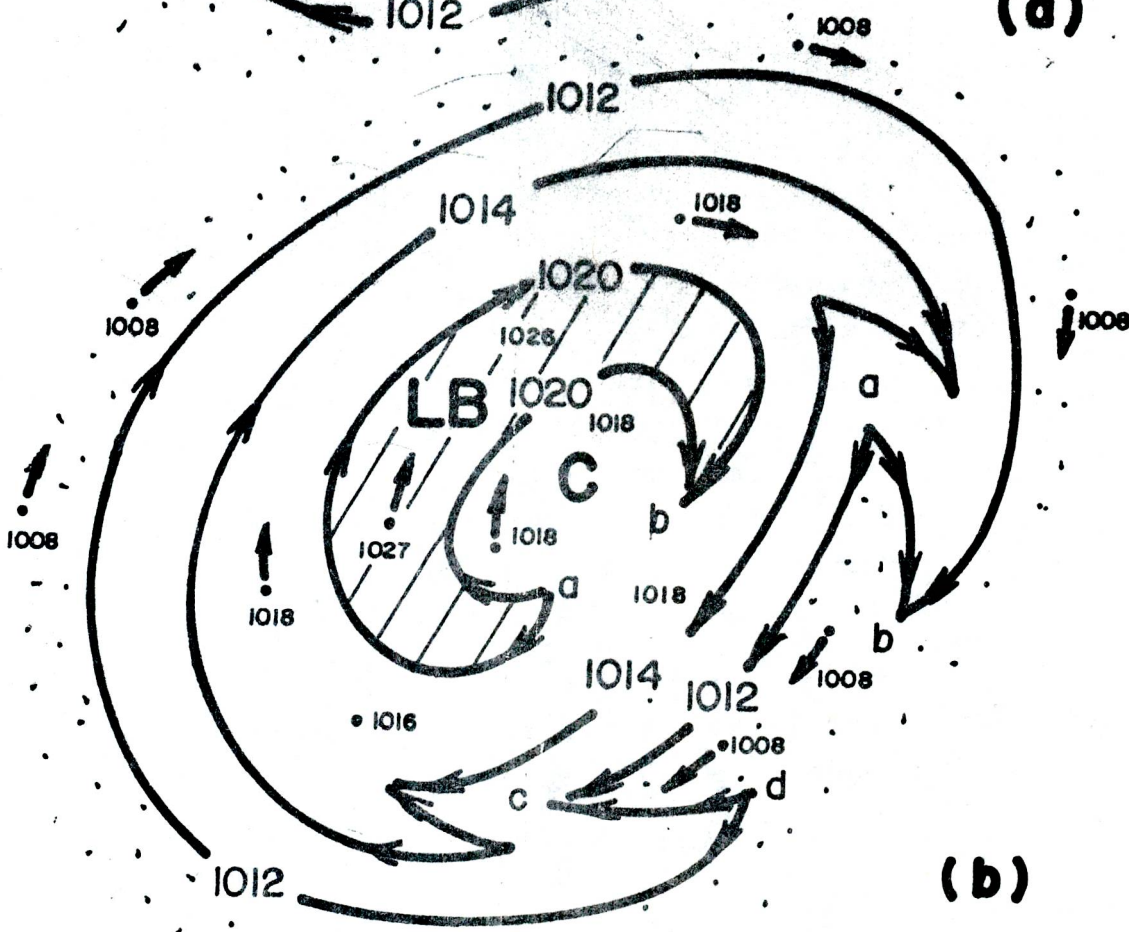
Las altas presiones isobáricas, en la superficie - pueden adoptar cualquier configuración.

## 2.- ALTA PRESION NORMAL O ABOMBADA (figura 2-2a)

Este tipo de alta presión es muy conocido y se caracteriza porque la presión es creciente desde la perife



(a)



(b)

FIG. N° 2-2

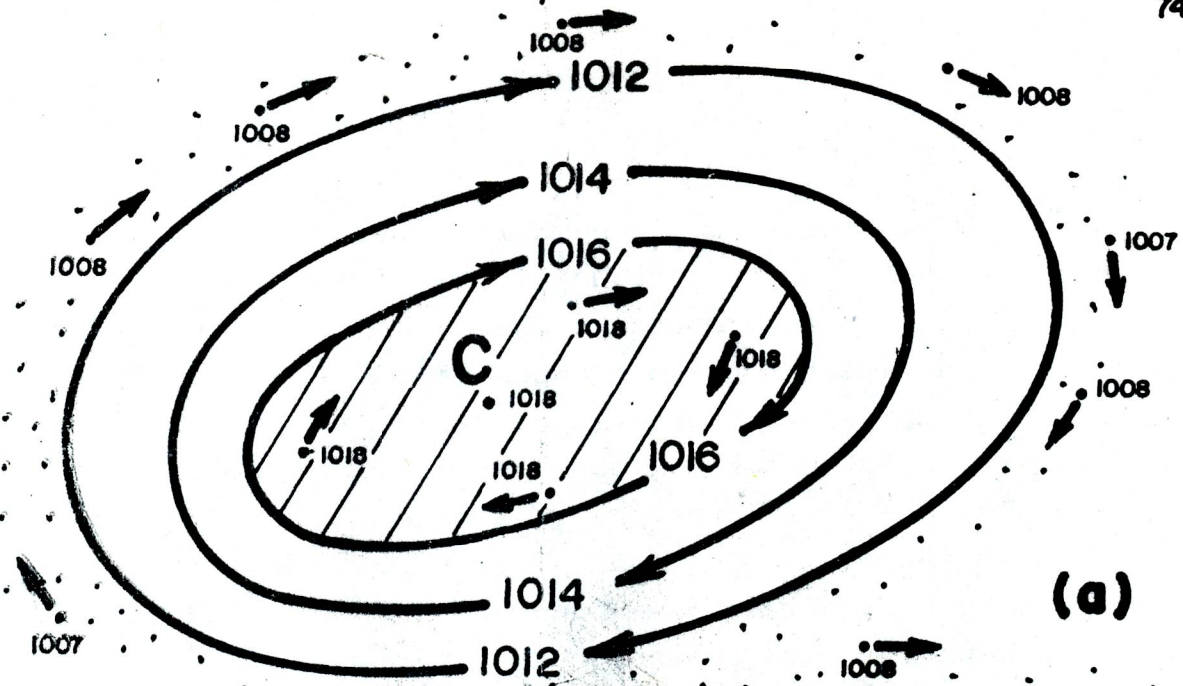
ría hasta su centro, donde se halla concentrado su núcleo de máxima presión en forma de círculo completo, pero el analista debe ser muy cauto al anunciar su verdadera existencia. En la figura 2-2a se muestra una alta presión normal (o abombada) perfecta, en ella la presión crece normalmente hacia su centro, donde precisamente se localiza su núcleo de máxima presión. (entenderemos como centro C de una alta presión su lugar geométrico, mientras que, - núcleo de máxima presión es un lugar cualquiera de una alta presión donde se concentra su máxima presión).

La alta presión normal tiene circulación anticiclónica. En la parte b) de la figura 2-2, observaremos una - deformación de la alta presión normal de la parte a) en - ella, el centro C de la alta presión normal es una zona - completamente isobárica (1018 mbs) y el núcleo de máxima presión se ha alejado de su centro C para convertirse en - un lomo bórico (LB) incompleto que tiene por origen, el - levantamiento de presión en el punto a y como final la - disminución de presión en el punto b. En el lado sur-este de la alta presión normal ha ocurrido un hundimiento formando una baja presión, que tiene en su origen dos (2) puntos de hundimientos:

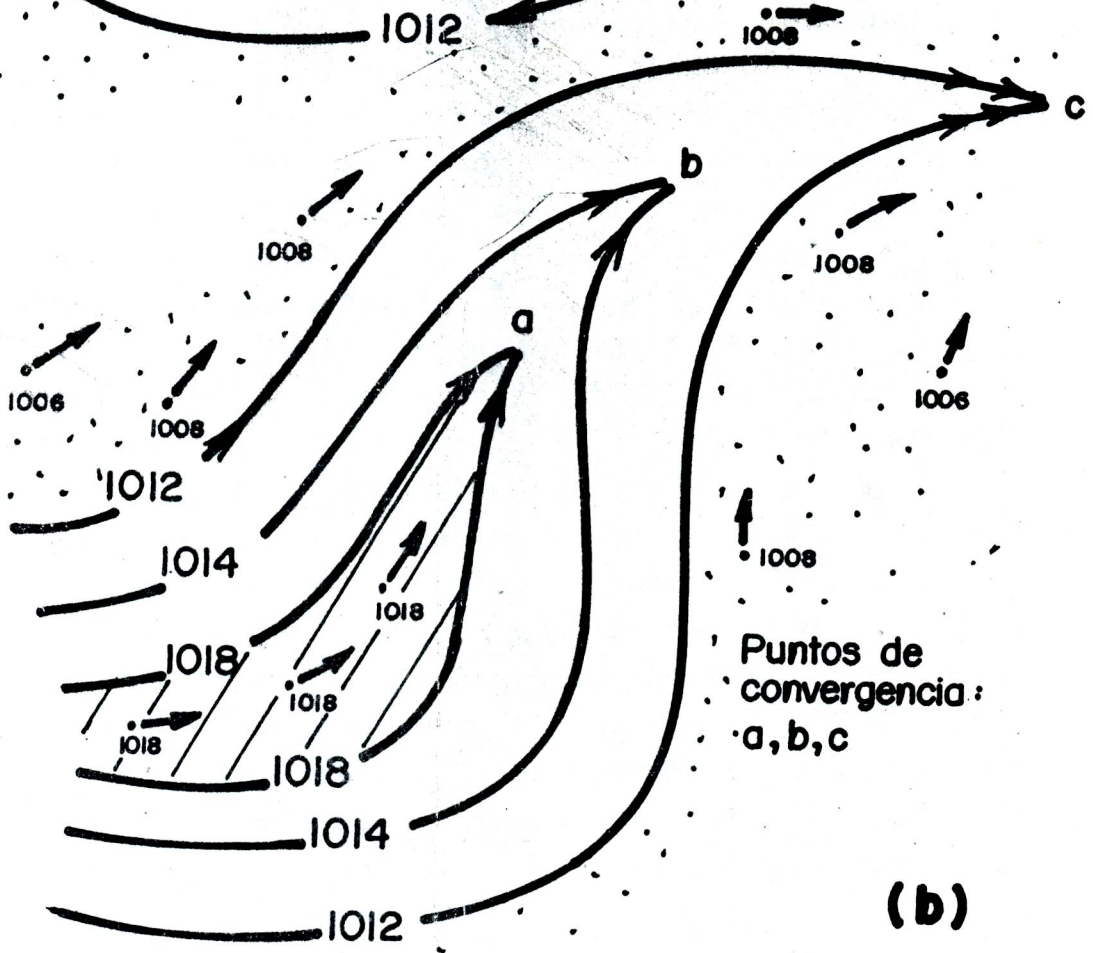
punto a: hundimiento-divergente

punto b: hundimiento-convergente y en su final tiene dos - puntos de levantamientos; el punto d: levantamiento-divergente; punto c: levantamiento-convergente.

Las dos altas presiones de la figura 2-2, pudieran haber tenido circulación anticiclónica sin dejar de ser



(a)



(b)

FIG. Nº 2-3...

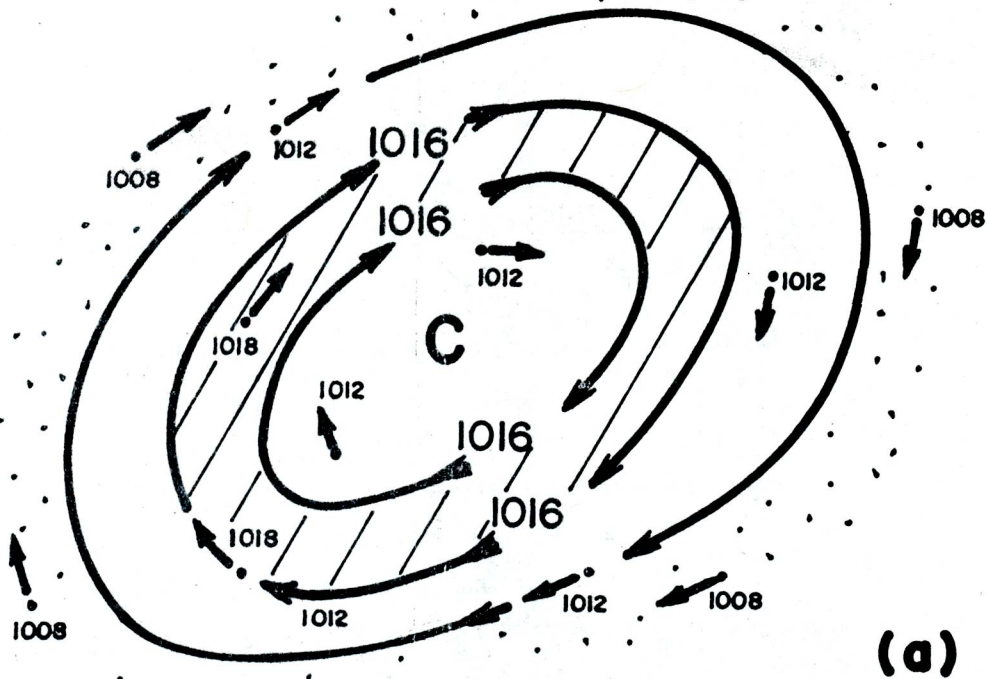
altas presiones, según definición.

3.- ALTA PRESION CON NUCLEO DE MAXIMA PRESION ISOBARICO EN EL CENTRO (Figura 2-3).

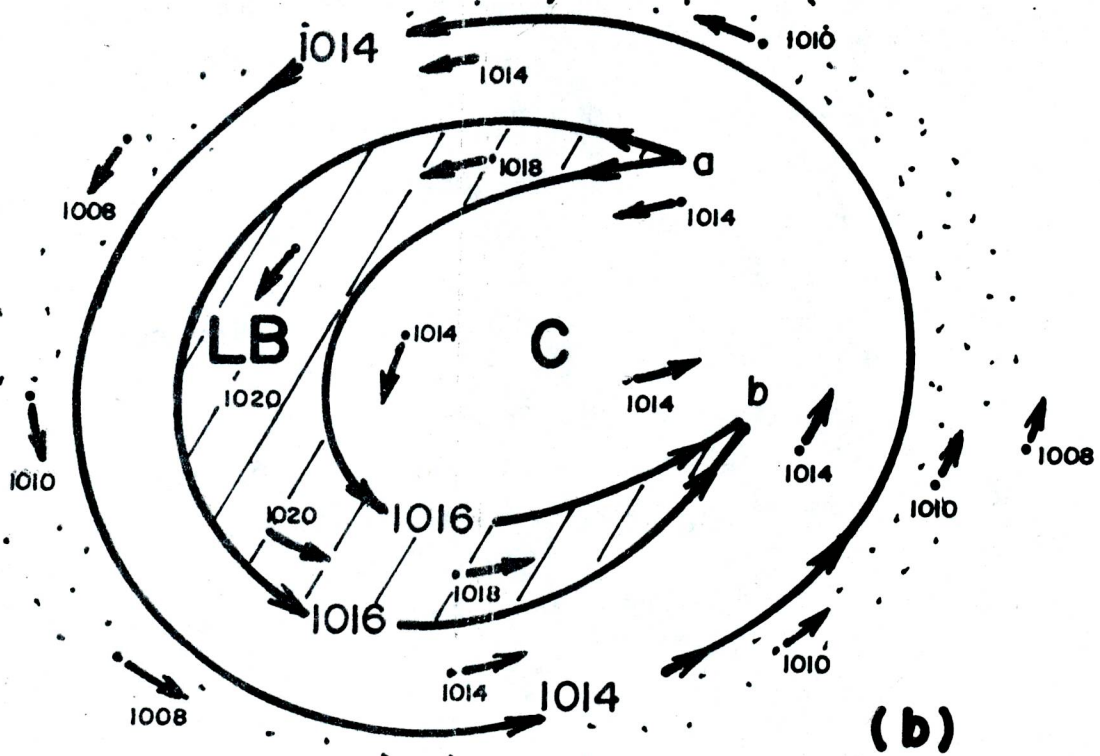
Este tipo de alta presión en la superficie es una variedad de la alta presión normal y se caracteriza principalmente porque la presión crece normalmente desde la periferia hacia el centro para luego hacerse isobárico o estable. En la figura 2-3 se muestra en la parte a) una alta presión con núcleo de máxima presión en el centro, siendo éste plano isobárico. En la parte b) de la figura 2-3 se muestra otra presión con núcleo de máxima presión isobárica, pero de diferente configuración. Estas dos altas presiones mostradas en la figura 2-3 también sufren deformaciones posteriores.

4.- ALTA PRESION CON LOMO BARICO. (Figura 2-4)

Esta alta presión en la superficie tiene una característica muy importante: su núcleo de máxima presión no se encuentra en su centro, sino entre éste y la periferia. En la figura 2-4a) se muestra una alta presión con un lomo bórico encerrado entre dos isóbaras de 1016 mbs. (pueden tener cualquier valor). En este caso el lomo bórico (LB) tiene un recorrido completo (anticiclónico) y se puede notar que en su centro C tiene presiones menores, estas presiones menores puedan bajar más para constituir una baja presión profunda. Esta baja presión sorprende a



(a)



(b)

FIG. № 2-4. . .

los analistas cuando ocasiona abundante nubosidad y lluvias dentro de una zona de alta presión. La alta presión - de la figura 2-4a) puede tener circulación ciclónica sin - dejar de ser una alta presión. En la figura 2-4b) observamos una alta presión con lomo bórico no completo y que - tiene un punto de divergencia a y un punto de convergencia b.

#### 5.- ALTA PRESION ESCALONADA O ESCARPADA. (Figura 2-5)

Esta alta presión en la superficie tiene una característica muy importante y diferente a otras altas presiones presentadas hasta ahora: tiene varios núcleos de máxima - presión, independientes unos de otros, los cuales pueden - tener varios valores de presión diferentes entre sí pero - muy elevados.

Los lomos bóricos (LB) siempre se levantan dentro de una alta presión isobárica o plana.

En la figura 2-5a) puede notarse una alta presión isobárica de 1014 mbs, la cual contiene tres (3) lomos bóricos encerrados independientemente por isobáras de 1018 mbs. Cada uno se levanta dentro de la alta presión isobárica en un punto de divergencia a y se hunde en un punto de convergencia b, hasta igualarse en presión a la alta presión isobárica de 1014 mbs. En los lados exteriores a la isóbara de 1014 mbs, la presión es menor para formar con sus vecindades un desnivel de presión. La parte b) de la figura 2-5 - nos muestra una alta presión plana o isobárica de 1014 mbs de forma circular y con flujo de viento anticiclónico.

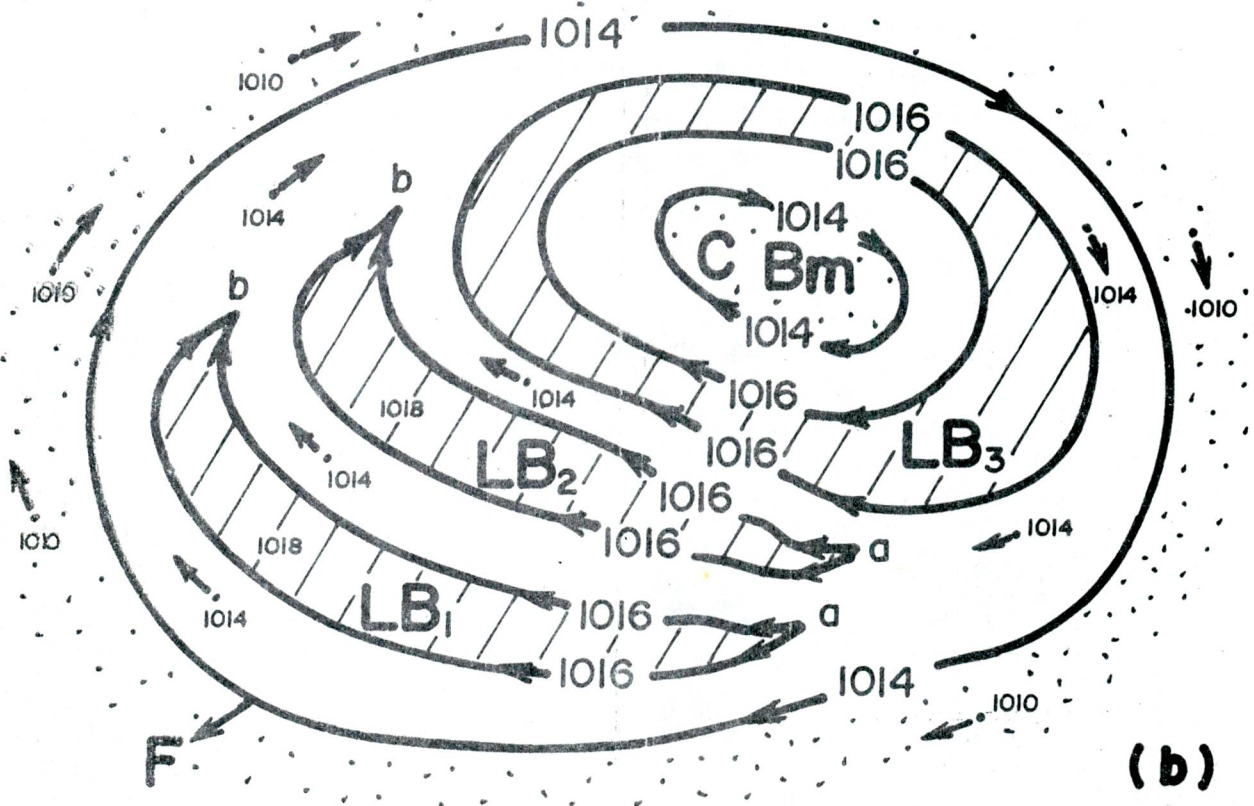
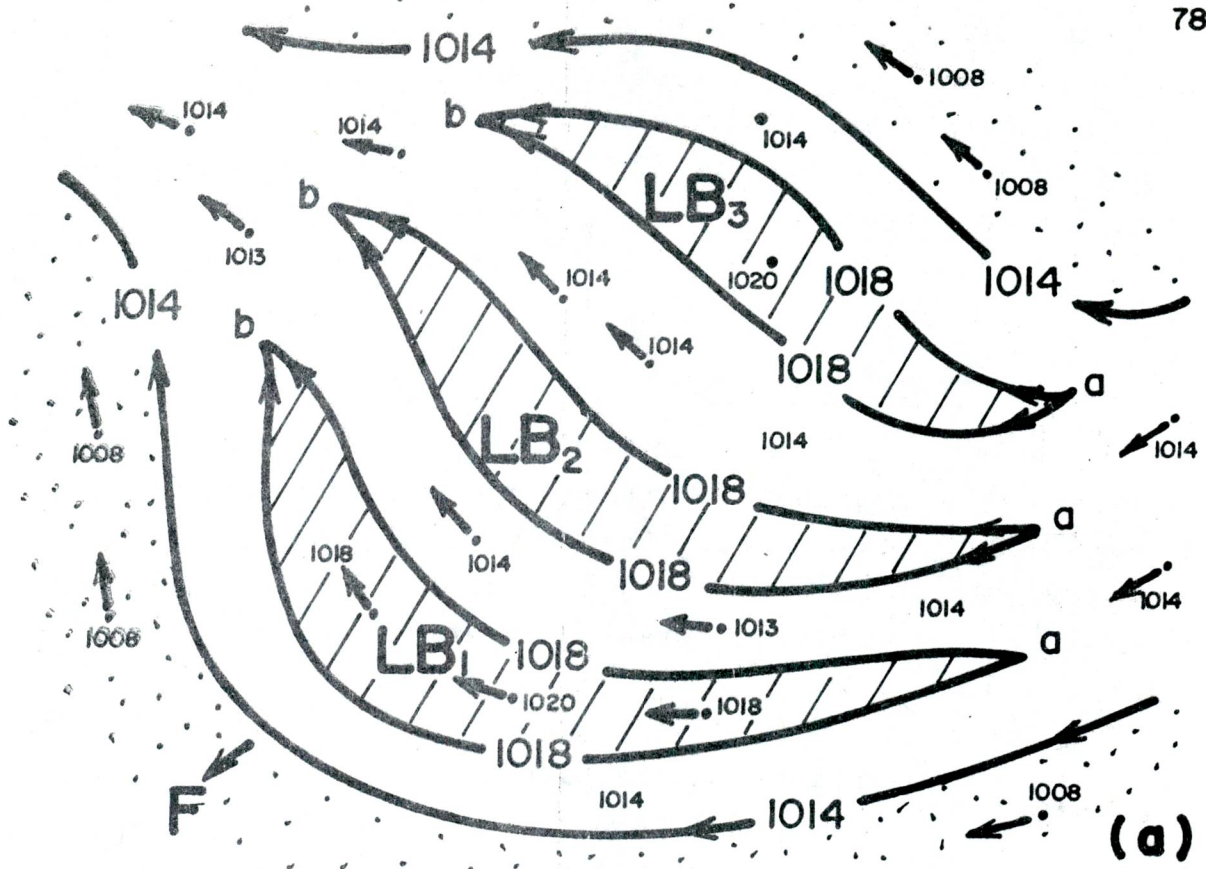


FIG. N° 2-5...

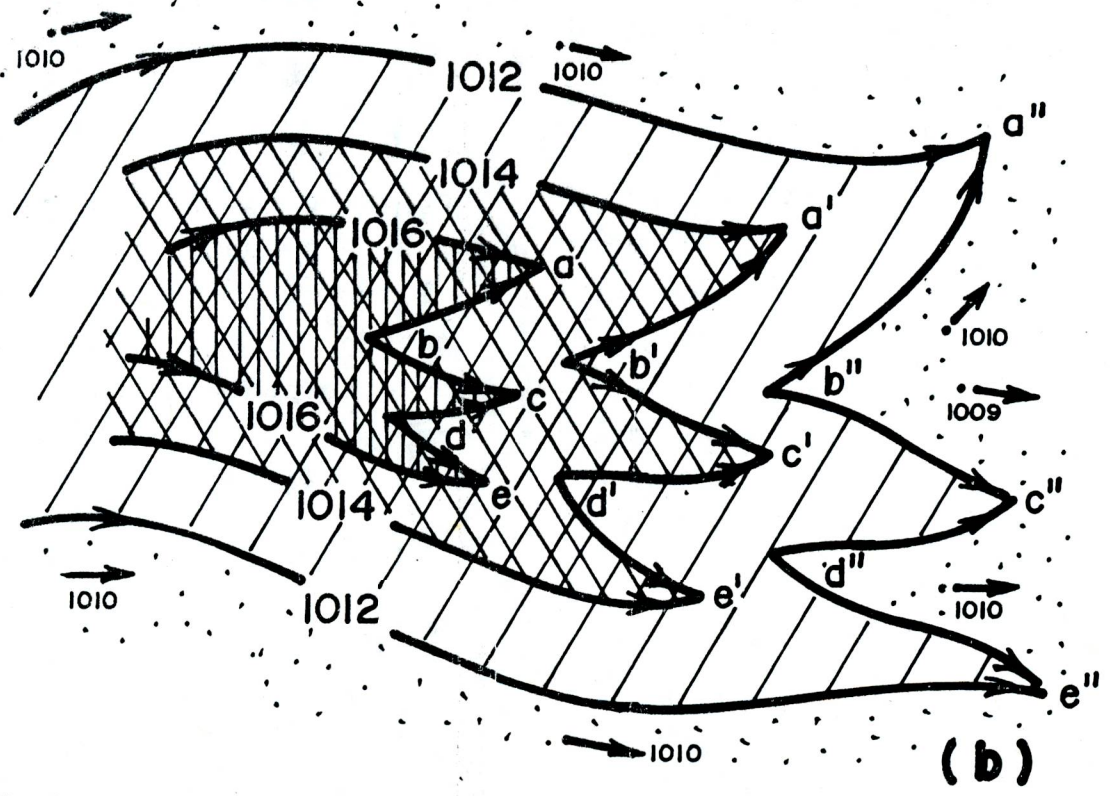
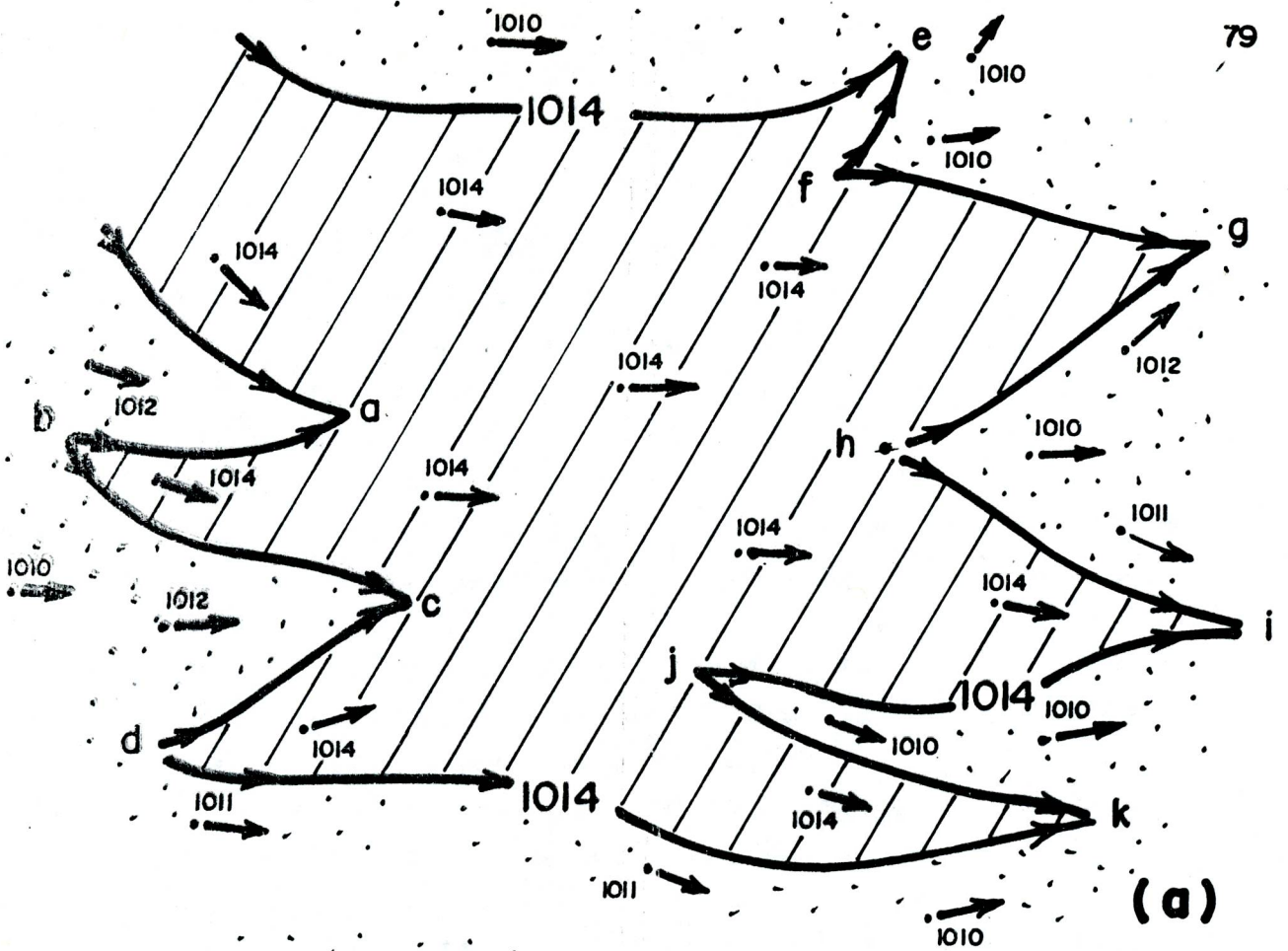


FIG. № 2-6 ...

Dentro de la alta presión isobárica se levantan tres (3) núcleos de máxima presión que vienen a representar tres (3) lomos béricos (LB), dos de los cuales son in completos y uno (1) es completamente cerrado. La isobárica interna del lomo bérico con un valor de 1018 mbs contiene un centro C donde la presión es muy inferior originando una baja presión con circulación anticiclónica. Los dos lomos béricos independientes tienen un punto de divergencia a y un punto de convergencia b.

Las altas presiones escalonadas tienen la especial importancia de que repiten tormentas eléctricas cada vez que un lomo bérico pase por un mismo punto fijo sobre la superficie. Tanto los lomos béricos como las altas presiones isobáricas, al seguir el curso del viento, tienen dos isobáras de un mismo valor de presión que las limita internamente, como se puede observar en las figuras 2-4 y 2-5.

#### DEFINICION DE ALTA PRESION EN SUPERFICIE:

Es una zona limitada por dos isobáras de igual valor y entre las cuales la presión es más elevada que en sus vecindades externas, y donde el viento tiene un solo sentido direccional cualquiera, pero bien definido. Las dos isobáras de igual valor, salen desde un punto cualquiera de divergencia y tomando diferentes rumbos llegan a un punto cualquiera de convergencia encerrando así las mayores presiones. (ver figura en este capítulo)

### DEFINICION DE LOMO BARICO (LB):

Es la máxima presión que puede alcanzar un determinado sector dentro de una alta presión isobárica o plana. Figuras 2-2, 2-4, 2-5 y 2-9, se puede observar en estas figuras que los lomos béricos son levantamientos de presión, dentro de una alta presión isobárica o plana. Los lomos béricos (LB) representan las verdaderas altas presiones en la superficie. Puede notarse en las figuras ya mencionadas como el viento sigue su trayectoria, pero bien definida.

Según su configuración las altas presiones en superficie pueden ser:

- 1.- Altas Presiones de gran extensión horizontal y se subdividen en: (figura 2-6)
  - a) isobáricas
  - b) escalones contínuos de presión
- 2.- Alta Presiones Planas Lineales. (figura 2-7)
- 3.- Altas Presiones Planas Circulares. (figura 2-8) y se sub-dividen en:
  - a) circulares completas, y
  - b) circulares incompletas.

### ALTAS PRESIONES DE GRAN EXTENSION HORIZONTAL:

Son aquellas que ocupan una gran extensión horizontal y tienen en su origen uno o varios puntos de levantamientos de presión convergentes y divergentes.

Se sub-dividen en:

a.- Isobáricas o Planas (figura 2-6a): en la figura ya -  
mencionada se puede observar una alta presión isobá-  
rica cubriendo una extensa área terrestre y tiene co-  
mo origen o levantamiento de presión en los puntos:

- a) levantamiento-convergente
- b) levantamiento-divergente
- c) levantamiento-convergente
- d) levantamiento-divergente y como final tiene la  
cara frontal y de baja presión de los puntos:
- e) hundimiento-convergente
- f) hundimiento-divergente
- g) hundimiento-convergente
- h) hundimiento-divergente
- i) hundimiento-convergente
- j) hundimiento-divergente
- k) hundimiento-convergente

Nótese que en toda el área encerrada en la alta pre-  
sión (isobárica) tiene la misma presión.

b.- Escalones contínuos de presión (en forma de torre).  
(figura 2-6b): son aquellas altas presiones que cu-  
bren gran parte del área terrestre y que a medida -  
que nos aproximamos hacia su parte más interna, en-  
contramos que la presión va subiendo gradualmente -  
en forma de escalones o gradas. En la figura 2-6b,  
podemos observar una alta presión de este tipo. En  
su parte final tiene los puntos:

- a, a', a'' : hundimiento-convergente
- b, b', b'' : hundimiento-divergente
- c, c', c'' : hundimiento-convergente
- d, d', d'' : hundimiento-divergente
- e, e', e'' : hundimiento-convergente

ALTAS PRESIONES PLANAS LINEALES:(figura 2-7)

Son deformaciones y continuaciones de las altas presiones de gran extensión horizontal que circundan toda la zona tropical y sub-tropical en forma de grandes "carreteras atmosféricas", limitadas por dos isóbaras del mismo valor, originando en su trayectoria diversos tipos de bajas presiones. En la figura 2-7, se puede observar una continua alta presión plana lineal delimitada por dos (2) isóbaras de 1016 mbs y en todo su recorrido forma bajas de un solo punto (Bp), bajas de doble punto (Bd2 y Bd1), bajas mixtas (Mm), y bajas verdaderas (Bv). Puede notarse que con este análisis se puede pasar de un hemisferio a otro sin despreñar valores de presión ni direcciones de viento. Nótese también que la baja mixta (Bm) del Hemisferio Norte tiene circulación anticiclónica e igualmente la baja mixta del Hemisferio Sur. Ambas tienen circulación anticiclónica pero son hundimientos atmosféricos. Observe se que la alta presión plana lineal no forma núcleos de altas presiones en sus alrededores porque todas las altas presiones que se pueden formar están representadas por la alta presión lineal Ap.

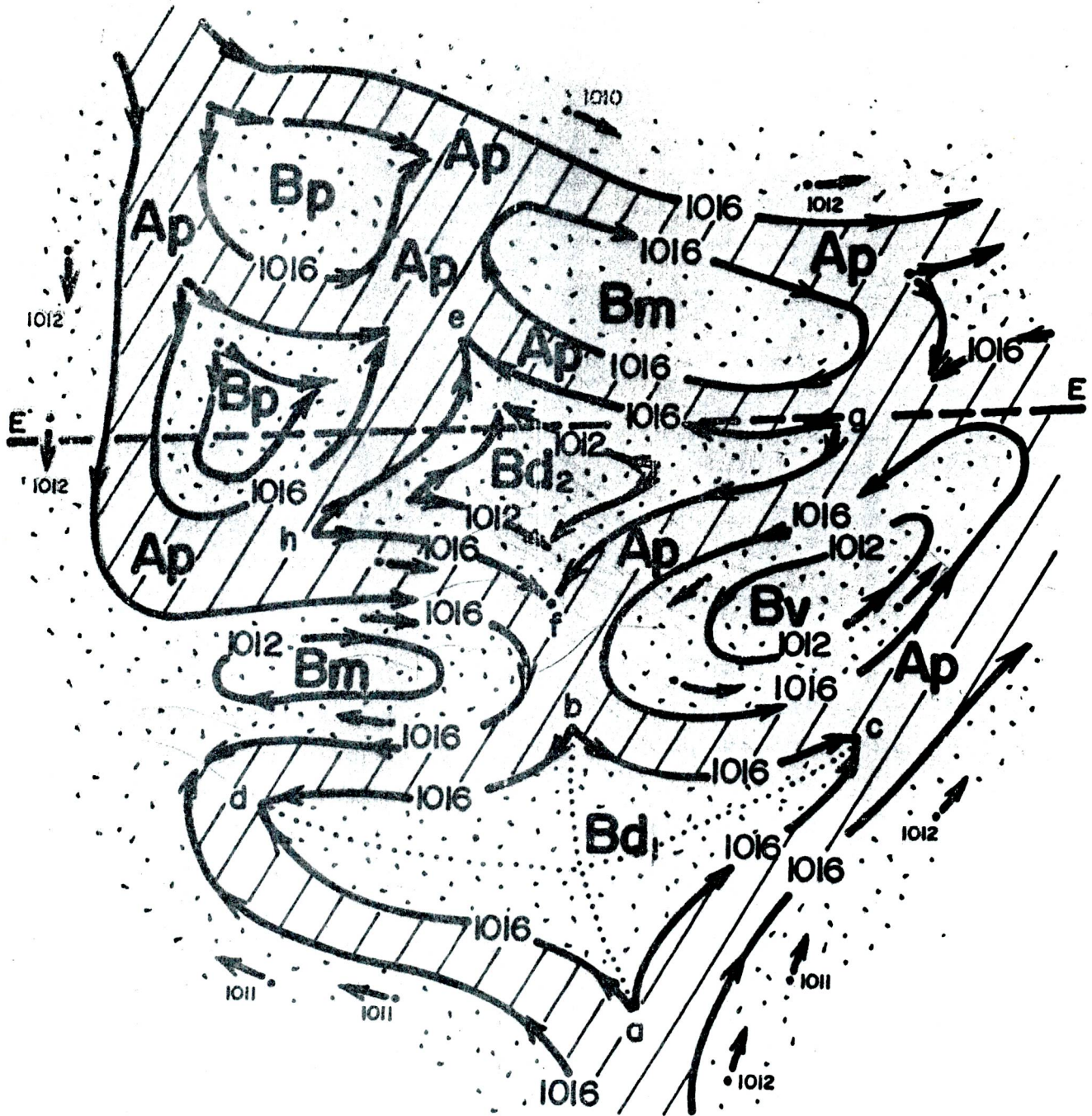


FIG. N° 2-7...

ALTAS PRESIONES PLANAS CIRCULARES. (figura 2-8)

Son aquellas altas presiones isobáricas o no, dentro de las cuales, el recorrido del viento describe trayectoria en forma de círculos. Las altas presiones planas circulares van a estar encerradas entre dos (2) isóbaras de igual valor de presión.

En la figura 2-8a) se puede notar una alta presión plana circular delimitada por dos isóbaras 1014 mbs.

Esta alta presión plana circular tiene circulación ciclónica, pero por definición no deja de ser una alta presión. La isóbara interna de 1014 mbs que limita a la alta presión plana Ap, encierra valores de presión mucho menores que ella misma constituyendo una baja presión verdadera (Bv) ya que tiene circulación ciclónica y completamente circular.

En la misma figura 2-8b) observamos una alta presión plana circular no completa. Esta alta presión plana circular está limitada por una isóbara interna de 1016 mbs y otra externa del mismo valor de presión (1016 mbs) y tiene un punto de levantamiento a y un punto de hundimiento b. La isóbara interna de 1016 mbs encierra (igual<sup>u</sup>mente que 2-8a) una baja presión profunda verdadera de 1012 mbs (Bv). En este tipo de alta presión plana circular, la atmósfera entre los puntos a y b se hunde. Las altas presiones planas circulares se dividen en:

- a.- Alta Planas Circulares Completas, y
- b.- Altas Planas Circulares Incompletas. Figuras 2-8a y 2-8b.

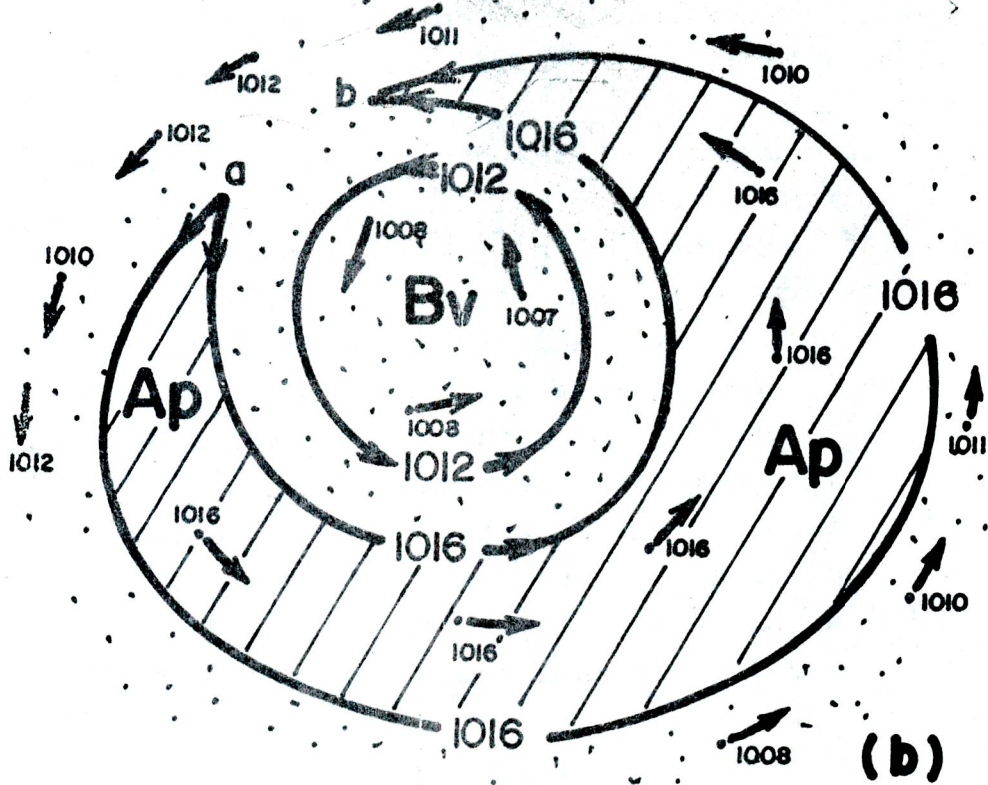
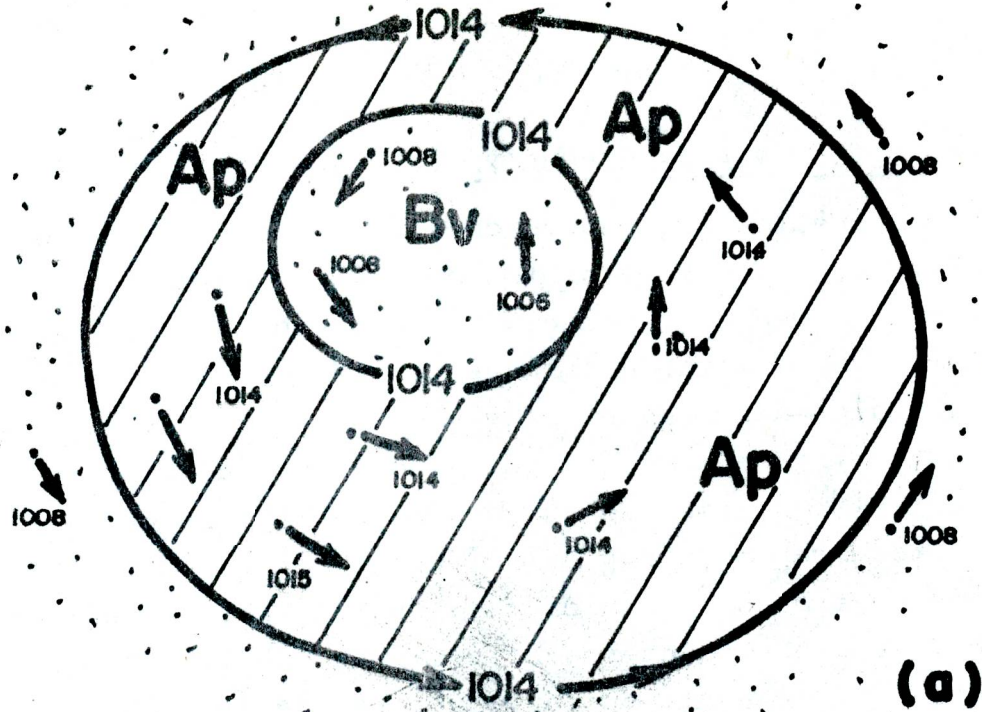


FIG. № 2-8...

### BAJAS PRESIONES EN LA SUPERFICIE:

Las bajas presiones en la superficie son simples - hundimientos atmosféricos y atendiendo a la trayectoria del viento y a los valores de presión, se pueden localizar cuatro (4) tipos de bajas presiones que son:

- 1.- Baja Presión Normal o Verdadera (Bv)
- 2.- Baja Presión Mixta (Bm)
- 3.- Baja Presión de un solo punto (Bp)
- 4.- Baja Presión de doble punto (Bd)

#### BAJA PRESION NORMAL O VERDADERA (Bv):

Esta es la baja presión ya conocida en los análisis de los mapas de superficie. Esta baja presión tiene su origen en el seno de una alta presión plana circular donde el movimiento del viento describe trayectorias - circulares cerradas y ciclónicas. En la figura 2-8 a) y 2-8 b) se pueden observar la formación de este tipo de baja presión (Bv).

#### BAJA PRESION MIXTA (Bm) (Figura 2-9)

Este tipo de baja presión se localiza igualmente en el seno de una alta presión plana circular cerrada o abierta (incompleta) y con rotaciones anticiclónica. Estos hundimientos atmosféricos son muy frecuentes y normales dentro de una alta presión plana circular, pero - el analista tropical desprecia los valores de baja presión por considerar que dichos valores son falsos y que toda el área es una alta presión por la circulación an-

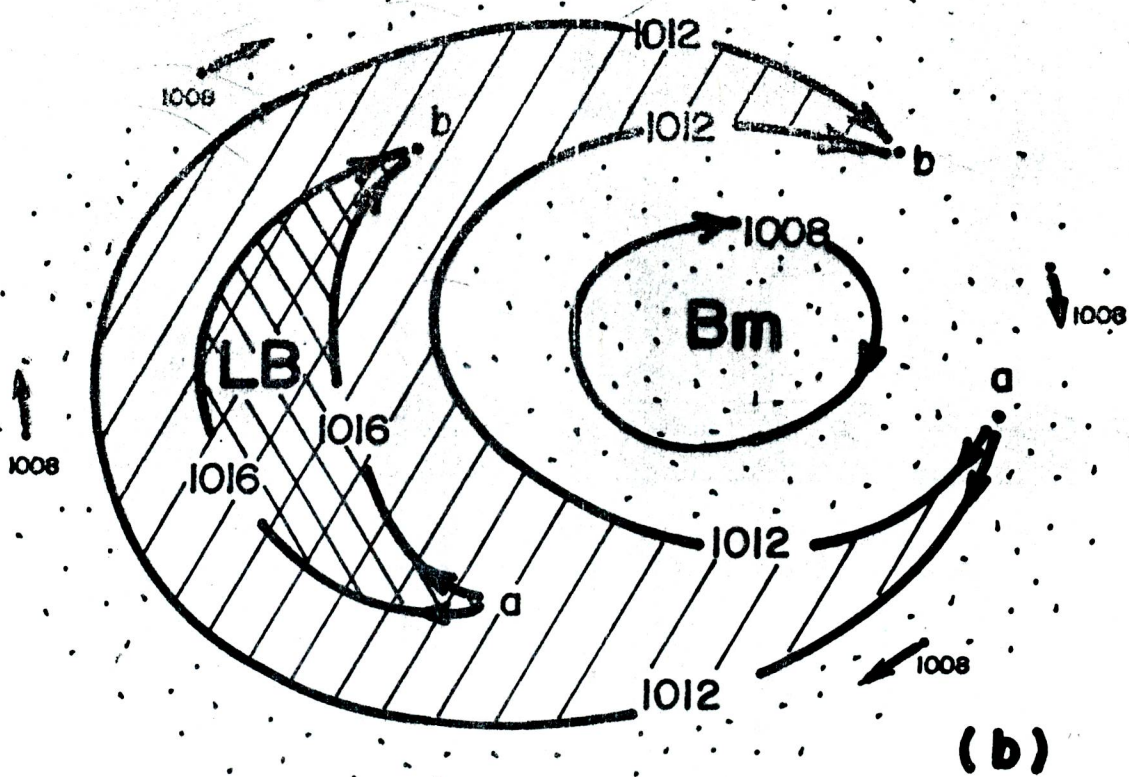
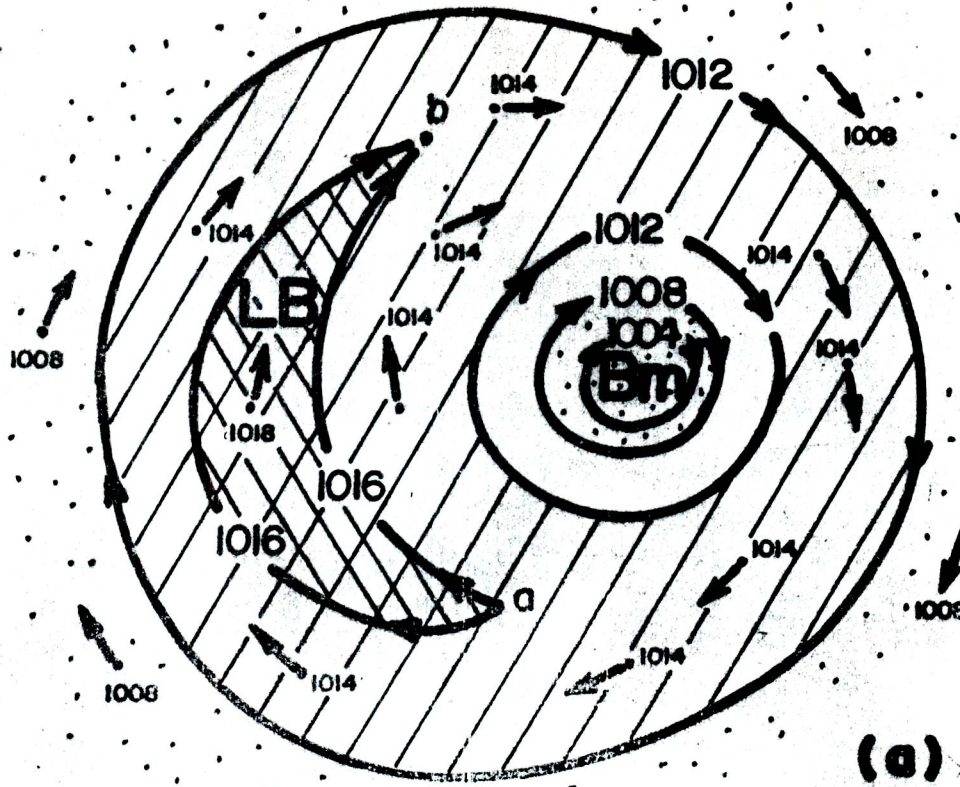


FIG. № 2-9 ...

ticiclónica que presenta. El nombre de baja mixta se debe a que es un hundimiento atmosférico, pero con circulación anticiclónica. En la figura 2-9a) podemos observar una alta presión plana circular y cerrada de 1014 mbs. Esta alta presión plana (isobárica) tiene circulación anticiclónica. En el interior de ella la isóbara de 1012 mbs encierra valores muy inferiores de presión (1008 mbs y 1004 mbs) dando lugar a una baja presión profunda (Bm) con circulación anticiclónica. En la parte oeste de esta baja presión (bm) y en el seno de la alta presión isobárica se registra un sector con la mayor presión de toda el área, este levantamiento de presión limitado por dos isóbaras de igual presión (de 1016 mbs) se conoce con el nombre de núcleo de máxima presión o simplemente lomo bórico (LB). Luego tenemos en conjunto tres (3) diferentes presiones que son:

- a) Alta Presión Isobárica: toda el área plana de 1014mbs.
- b) Lomo Bórico o Núcleo de Máxima Presión: donde se concentra la máxima presión, y
- c) La Zona de Mínima Presión: la baja mixta (Bm) con circulación anticiclónica. La presencia de esta baja presión anticiclónica es la razón principal del porque se presenta nubosidad y lluvias en un área de alta presión. En la figura 2-8b) tenemos la misma explicación, pero la alta presión plana es abierta.

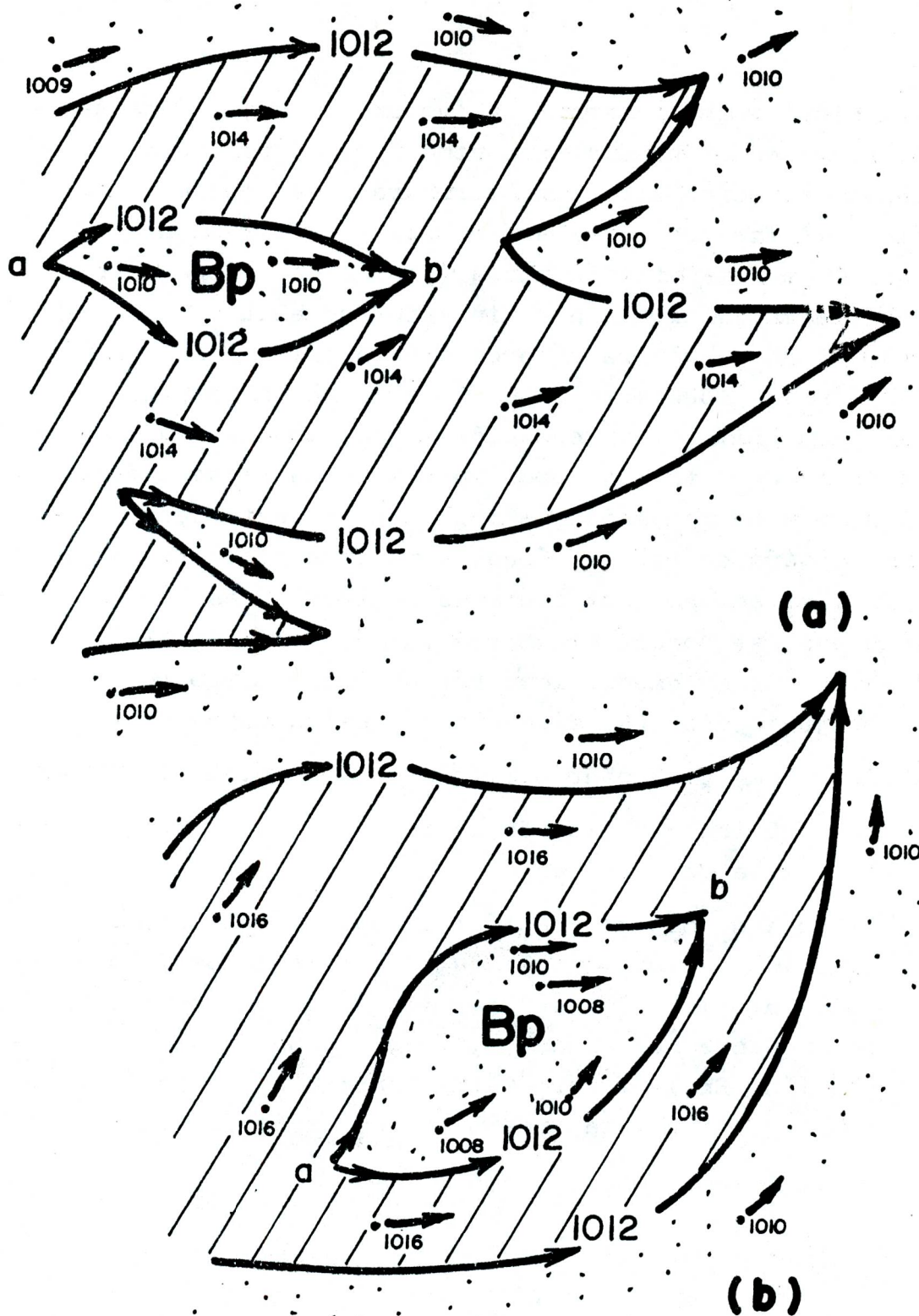


FIG. № 2-10 .-

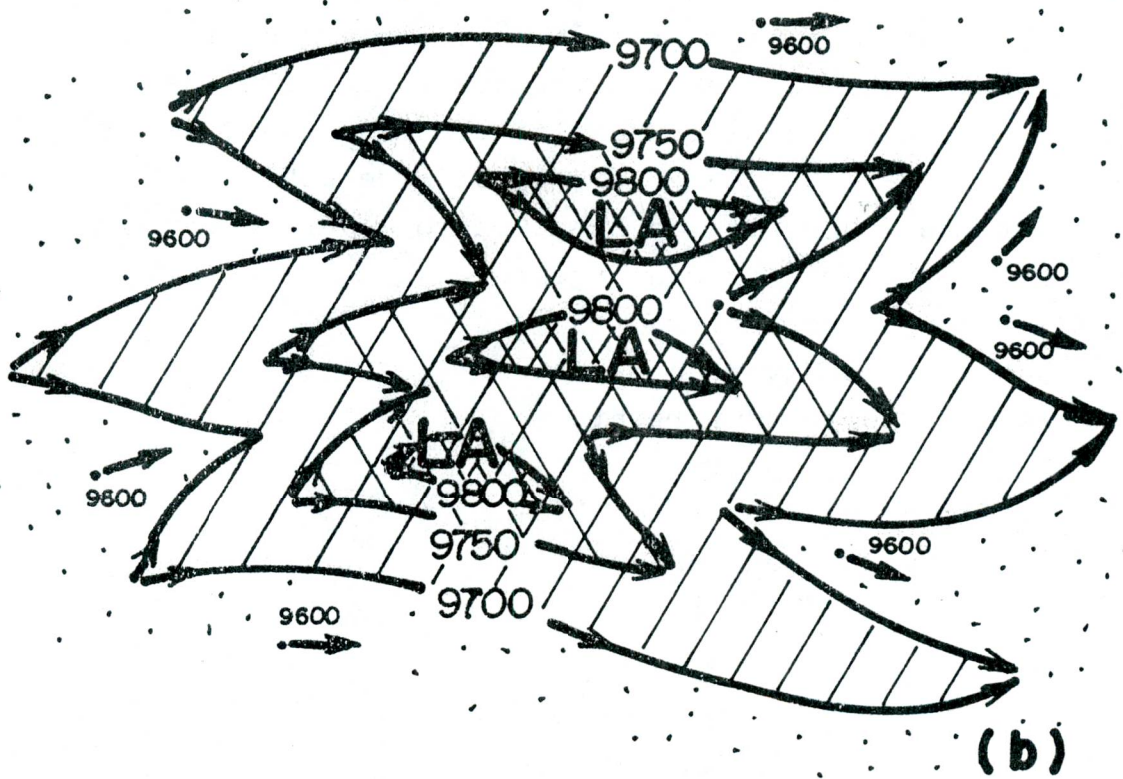
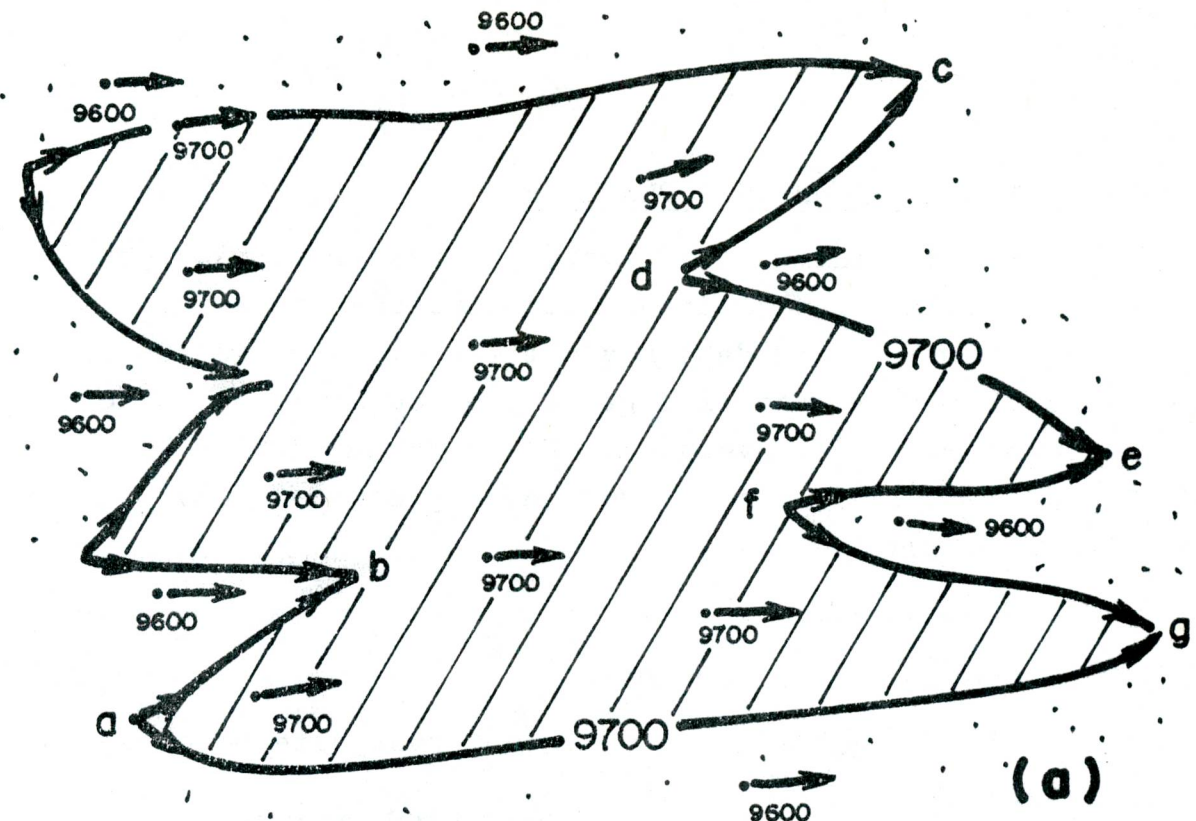


FIG. № 2-11 ...

### BAJA PRESION DE UN SOLO PUNTO (Bp)

Es un hundimiento atmosférico que se origina por naturaleza en el seno de una alta presión isobárica o plana, su nombre se debe a que tiene en su origen un punto de hundimiento divergente y en su final un punto de levantamiento convergente. En la figura 2-10a) y 2-10b) observamos que las dos bajas presiones (Bp) tienen un punto:

- a) hundimiento-divergente, y
- b) Levantamiento-convergente.

En la figura 2-7 se puede observar este tipo de baja presión.

### BAJA PRESION DE DOBLE PUNTO (Bd) (Figura 2-7)

Este tipo de baja presión se localiza en las zonas netamente tropicales y generalmente son originadas por la cincunvalación de una alta presión lineal en la zona ecuatorial. Se llama baja presión de doble punto porque tiene dos puntos de hundimiento divergente y dos puntos de levantamiento convergente.

En Bd1 tenemos los puntos:

- a,b: hundimiento-divergente
- c,d: levantamiento-convergente

En Bd2 tenemos los puntos:

- h,g: hundimiento-divergente y los puntos
- e,f: levantamiento-convergente

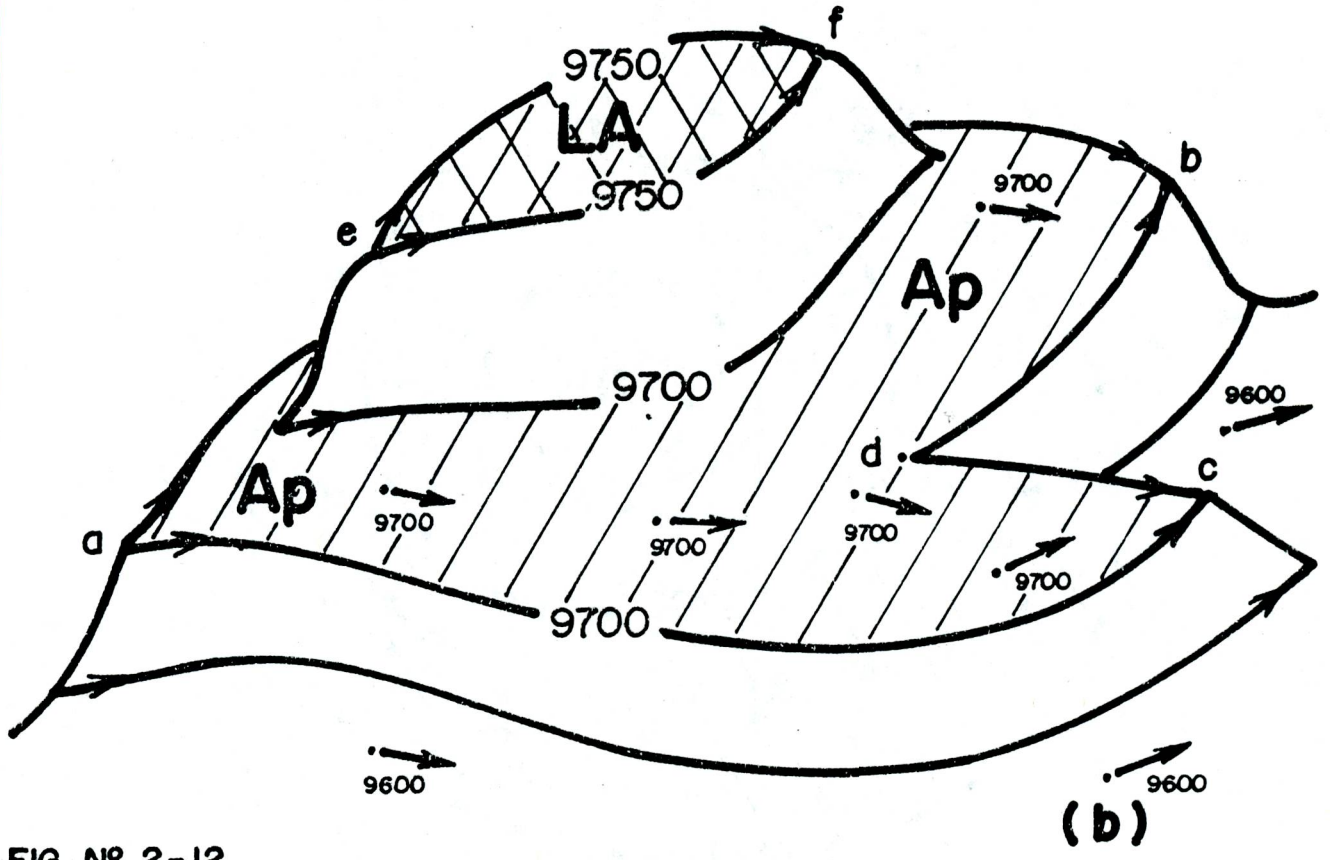
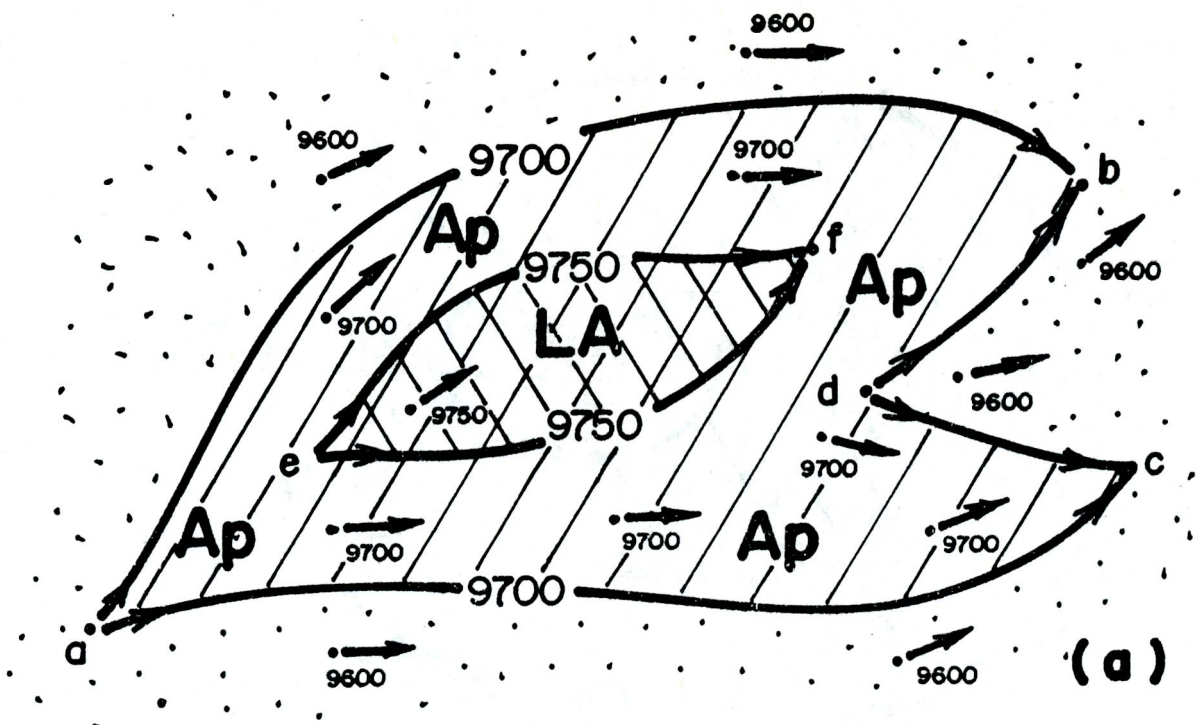


FIG. № 2-12 ...

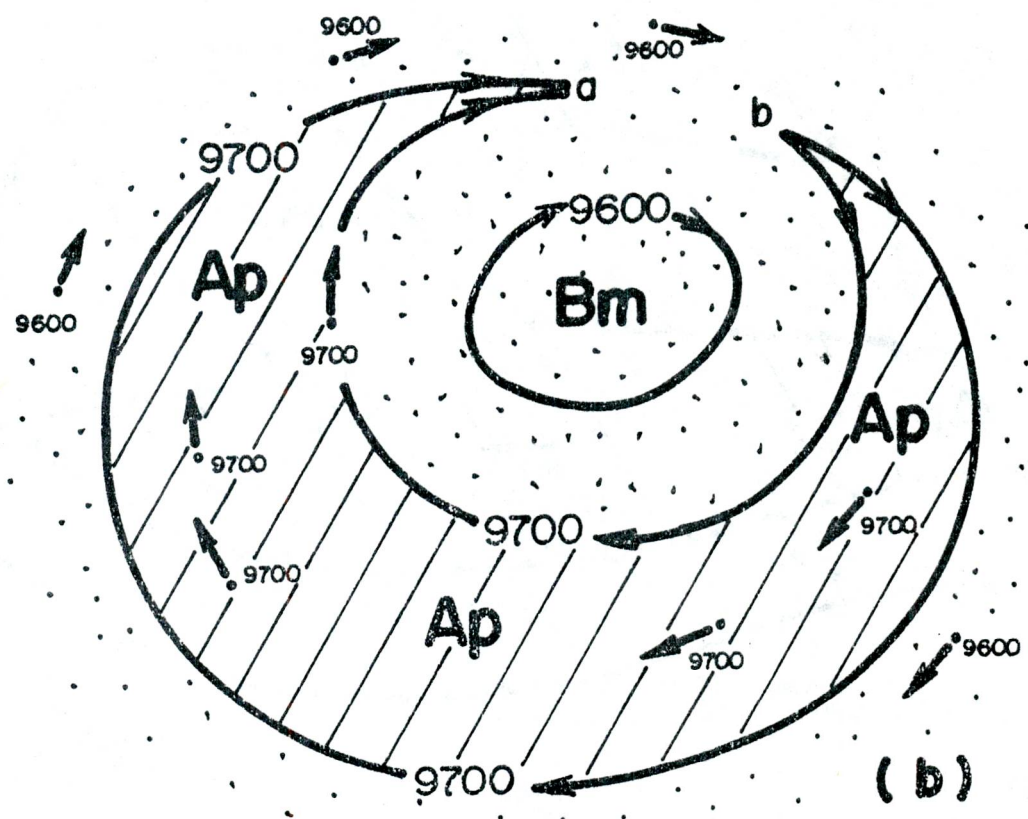
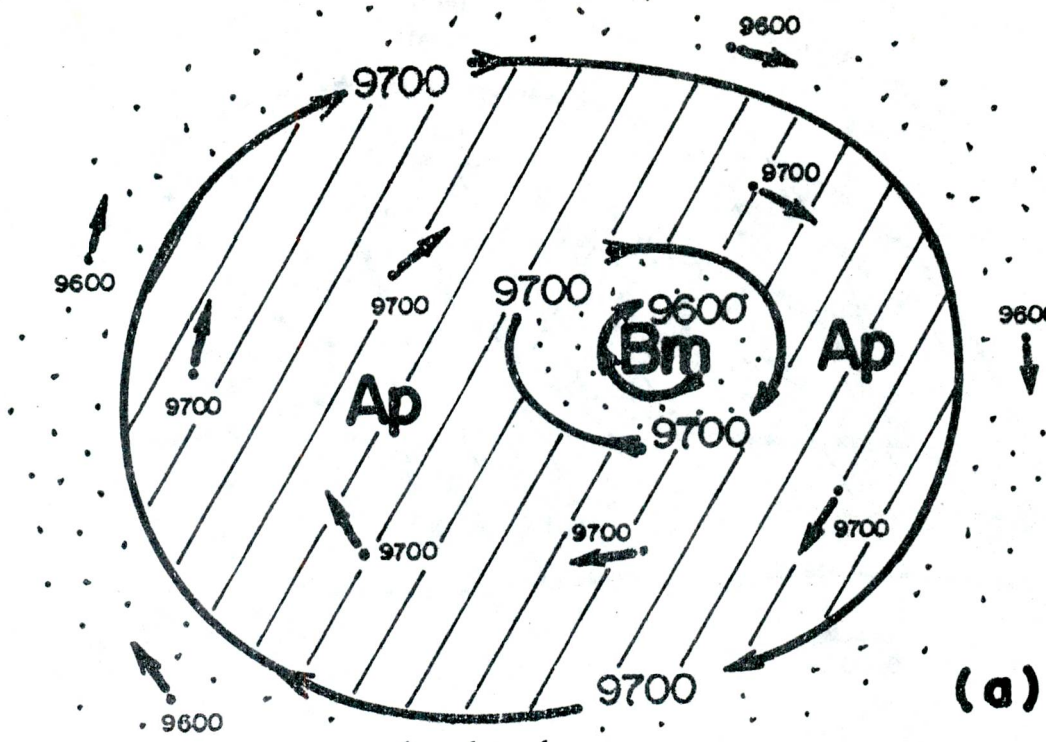


FIG. № 2-13 ...

Esta baja presión de doble punto (Bd) en su configuración tiene una identidad al punto neutral en los análisis de líneas de flujo que todos conocemos, pero en este caso hay que considerar siempre los valores de presión y el curso del viento.

#### DEFINICION DE BAJA PRESION EN SUPERFICIE

Es un hundimiento atmosférico limitado por una o dos isóbaras de igual valor de presión, entre la cual o las cuales se obtienen los mínimos valores de presión en relación con sus vecindades exteriores.

#### ALTAS PRESIONES EN LA ALTURA

##### DEFINICION DE ALTAS PRESIONES PLANAS EN LA ALTURA

Es toda aquella extensión horizontal de un nivel de presión determinado, limitada por dos isolíneas del mismo valor de altura, entre las cuales, todos los puntos tienen la misma altura. En la figura 2-11a) y 2-11b) se muestran dos altas presiones planas para los niveles de presión de 300 mbs y 500 mbs, como se puede observar son similares a las altas presiones planas (isobáricas) en superficie solo que se le cambia la palabra milibares (presión) por la palabra altura (metros), también existen las altas presiones con escalones contínuos de altura como en la figura 2-12. Esta figura muy parecida en su configuración a la alta presión de escalones contínuos de presión en superficie. (figura 2-6b)

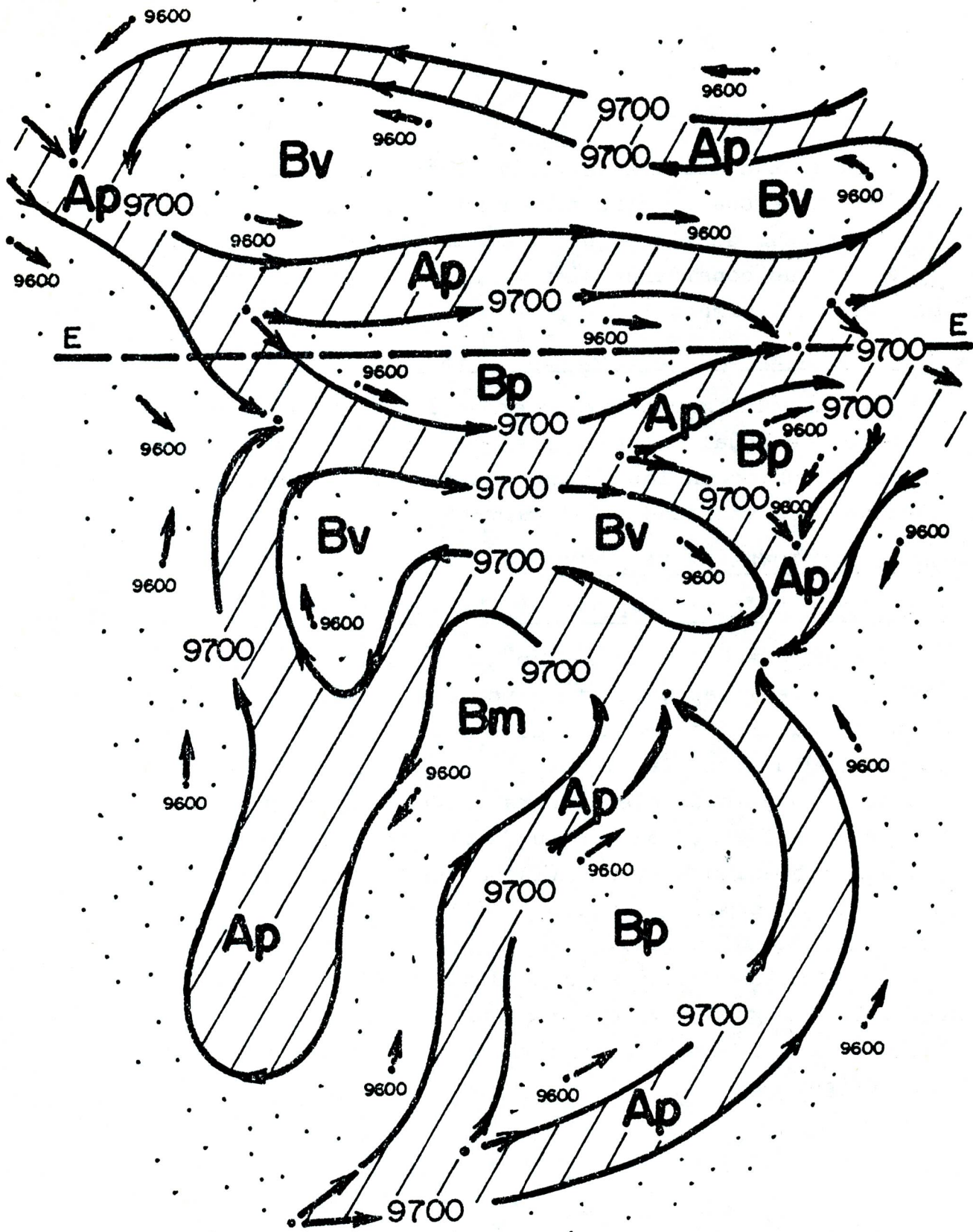


FIG. № 2-14 ...

Las altas presiones en la altura son completamente planas y similares a las altas presiones isobáricas (planas) que existen en la superficie. Los lomos b́aricos o núcleos de máxima presión que se elevan en cualquier parte de las altas presiones isobáricas (planas). (figuras 2-2, 2-4, 2-5, 2-9), en la superficie viene a estar representados en la altura, por los lomos atmosféricos que se levantan en cualquier parte de las altas presiones planas.

Las altas presiones en la superficie en su origen aumentan su presión y en su final la disminuyen. Las bajas presiones en la superficie en su origen disminuyen su presión y en su final la aumentan.

Las altas presiones en la altura en su origen aumentan su altura y en su final la disminuyen.

Las bajas presiones en la altura en su origen disminuyen su altura y en su final la aumentan.

En la figura 2-11 parte a) podemos observar una alta presión plana, la cual puede corresponder a la capa de presión constante de los 300 mbs (Hpa). Esta alta presión plana es de gran extensión horizontal y su configuración es determinada. Nótese que todos los valores de altura dentro de la alta presión son iguales, mientras que en la parte exterior, la misma capa de presión disminuye rápidamente su altura. En general todas las altas presiones planas en la altura, tienen en su origen de levantamientos puntos convergentes y divergentes. En la parte posterior de la alta presión plana de la figura 2-11a) se puede ob-

servar que el punto a: es el levantamiento-divergente, - mientras que el punto b: es el levantamiento-convergente. En la parte frontal de la misma alta presión plana, tenemos los puntos finales:

c: hundimiento-convergente

d: hundimiento-divergente

e: hundimiento-convergente

f: hundimiento-divergente

g: hundimiento-convergente

Los levantamientos de una alta presión plana los hace la misma capa de presión constante desde los niveles más bajos de ella misma, luego se estabiliza, para luego hundirse en la parte frontal (final) e igualarse en altura con la parte posterior baja.

#### DEFINICION DE LOMOS ATMOSFERICOS

Son las máximas alturas que puede alcanzar una capa de presión constante cualquiera, dentro de una alta presión plana. Figura 2-12. Como ya se dijo los lomos atmosféricos que se levantan desde las altas presiones planas en la altura, vienen a representar los lomos béricos o - núcleos de máxima presión en las altas presiones isobáricas que existen en la superficie.

Por ser los lomos atmosféricos el mayor levantamiento vertical de un nivel de presión cualquiera, vienen a representar legítimamente las altas presiones.

La presencia de los lomos atmosféricos en una alta presión plana es de gran importancia para la predicción del tiempo atmosférico, como se demuestra teóricamente en la segunda fase de la cresta momentánea en el próximo capítulo.

En la figura 2-12 parte a) observamos una alta presión plana  $A_p$ , limitada por la isolínea de 9.700 mts. Si caminamos por toda el área de rayado sencillo notaremos de inmediato que lo hacemos a lo largo de un área completamente plana, donde todos sus puntos tienen la misma altura (9.700 mts) pero dentro de esta área plana, notaremos igualmente, que la misma capa de presión de 300 mbs se levanta espontáneamente, para constituir como una montaña aérea, este levantamiento atmosférico es lo que se conoce como lomo atmosférico (LA) y está limitado por dos isolíneas de 9750 mts (área de doble raya). El lomo atmosférico (LA) tiene una altura superior a la alta presión plana ( $A_p$ ) de 50 mts. La parte a) es una proyección vertical de  $A_p$  sobre el plano horizontal papel (o tierra) mientras que en la parte b) tenemos la misma alta presión plana ( $A_p$ ) con su lomo atmosférico en perspectiva.

Las altas presiones en la altura por su configuración pueden ser:

- 1.- Altas presiones de gran extensión horizontal y pueden ser:
  - a.- totalmente planas y
  - b.- con escalones continuos de altura.
- 2.- Altas Presiones Lineales

- 3.- Altas Presiones Planas Circulares y pueden ser:
- a.- altas presiones planas circulares cerradas (completas) y
  - b.- altas presiones planas circulares abiertas (incompletas).

1.- ALTAS PRESIONES DE GRAN EXTENSION HORIZONTAL

(Figura 2-11)

Son aquellas altas presiones en la altura que no tienen una configuración definida y ocupan un vasto espacio aéreo horizontal. Esta tipo de alta presión en su origen o levantamiento tiene uno o varios puntos divergentes. Figura 2-11a) luego, se hace estable en su altura - para después hundirse en la cara frontal con puntos divergentes y convergentes. La parte a) de la figura 2-11 es una alta presión plana de gran extensión horizontal.

En la parte b) se muestra otra alta presión de gran extensión horizontal pero con escalones continuos de altura. En este caso el último escalón (el más alto) viene a constituir el lomo atmosférico (LA) de la alta presión.

2.- ALTAS PRESIONES PLANAS CIRCULARES

Son aquellas que tienen una configuración definida y estan limitadas por dos isolíneas de igual valor de altura y dentro de ellas la altura del nivel de presión en referencia es la misma de allí el nombre de alta presión plana. En la figura 2-13 observaremos dos altas presiones planas circulares (sin lomo atmosférico). En la par

te a) representamos una alta presión plana, con una altura igual a 9.700 mts (área rayada) dicha alta presión tiene circulación anticiclónica y tanto la isolínea externa como la interna (9.700 mts) recorren una vuelta - completa formando así una alta presión plana circular - cerrada. Nótese que la isolínea interna con circulación anticiclónica encierre valores inferiores de 9.600 mts, lo que indica que en esa zona hay un hundimiento atmosférico de la capa de 300 mbs. Se ha localizado una baja presión con circulación anticiclónica llamada baja presión mixta (Bm). En la parte b) de la figura 2-13 tenemos la misma alta presión de arriba pero con una modificación: el recorrido de las isolíneas externas e internas (9.700 mts) no es cerrado sino abierto (incompleto).

Esta alta presión se levanta en b: punto divergente y se hunde en a: punto convergente, produciendo una interrupción de las isolíneas externas e internas, observese que la isolínea interna se aleja del centro, - buscando la isolínea externa para formar una sola área plana (9.700 mts) área rayada, encerrando en su lado de recho la isolínea de 9.600 mts, formando un desnivel de altura. Este desnivel de altura representa un hundimiento atmosférico de la capa de presión de 300 mbs, nótese también que esta baja presión tiene una circulación anticiclónica, lo que significa la formación de una baja presión mixta (Bm).

En resumen: la parte a) es de circulación cerrada - y la parte b) es de circulación abierta y sin embargo -

la función atmosférica de las dos altas presiones es la misma. Luego tenemos que: toda alta presión plana circular encierra en su parte interna una baja presión. Ahora si la alta presión plana circular es de circulación ciclónica (figura 2-8) la baja presión que encierra es una baja verdadera (Bv) y si la circulación es anticiclónica la baja presión es mixta (Bm). Figura 2-13.

### 3.- ALTAS PRESIONES LINEALES (Figura 2-14)

Son altas presiones lineales aquellas de poca anchura pero de longitud continua a lo largo de la zona tropical y que estan delimitadas por dos isolíneas con el mismo valor de altura. Estas altas presiones se forman en cualquier parte del área terrestre, pero circundan todo el Ecuador formando bajas presiones de diferentes características.

En la figura 2-14 se muestra una alta presión lineal perteneciente al nivel de 300 mbs y con valores en sus isolíneas de 9.700 mbs. Puede notarse como la alta presión lineal (área rayada) forma en su recorrido, tanto en su lado exterior, derecho e izquierdo, bajas presiones verdaderas (Bv), bajas presiones de un solo punto (Bv), bajas presiones de un solo punto (Bp) y bajas mixtas (Bm). En el Hemisferio Sur se puede notar una baja presión verdadera (Bv) con circulación ciclónica (para ese Hemisferio), también existe una baja presión mixta (Bm) la cual es una baja presión con circulación anticiclónica.

### LOMOS ATMOSFERICOS

Son las elevaciones de máxima altura que puede alcanzar un nivel de presión cualquiera dentro de una alta presión plana. Una alta presión plana puede o no tener lomo atmosférico.

Los lomos atmosféricos (LA) en las altas presiones planas en la altura son similares a los lomos bari-cos (LB) en las altas presiones isobáricas en la superficie.

### ALTURA DE UN LOMO ATMOSFERICO

La altura real de un lomo atmosférico es muy importante para el pronosticador tropical, de él depende la exactitud de un pronóstico y es igual a la altura del lomo atmosférico (LA) menos la altura de la alta presión plana que lo contiene:

HLA: altura del lomo atmosférico

HAP: altura de la alta presión plana

Ejemplo: en la figura 2-12 la altura total del lomo atmosférico (LA) es de 9750 mts y la altura de la alta presión plana es de 9700 mts.

$Hr = HLA - HAP = 9750 \text{ mts} - 9700 \text{ mts} = 50 \text{ mts}$

50 mts (altura real del lomo atmosférico)

### FONDO DE LAS HONDONADAS CERRADAS

Las hondonadas cerradas conocidas como bajas presiones de un solo punto Bp, bajas presiones de doble punto Bd, bajas presiones verdaderas Bv y bajas presiones mixtas Bm, tienen en su fondo como grandes farallones atmosféricos, los cuales con sus paredes inclinadas parecen embudos atmosféricos en posición vertical con la parte ancha hacia arriba. Como en la altura no se puede localizar donde no hay estaciones de radiosondeo, nos valdremos del mapa de superficie por la abundancia de datos, también puede usarse el mapa de cambio de presión (isalobárico) y estudiar cada punto de interés para el pronosticador y hallar la diferencia en milibares, reducirlos a metros, luego usar estos como saltos atmosféricos (Sa) de los 1000 mbs, por estar estos muy próximos a la superficie.

Las hondonadas atmosféricas cerradas se forman siempre dentro del área de una alta presión plana Ap, tanto en la superficie como en la altura.

Ejemplo: en la figura 2-12 la altura total del lomo atmosférico (LA) es de 9750 mts y la altura de la alta presión plana es de 9700 mts.

$$Hr = HLA - HAP = 9750 \text{ mts} - 9700 \text{ mts} = 50 \text{ mts.}$$

50 mts (altura real del lomo atmosférico)

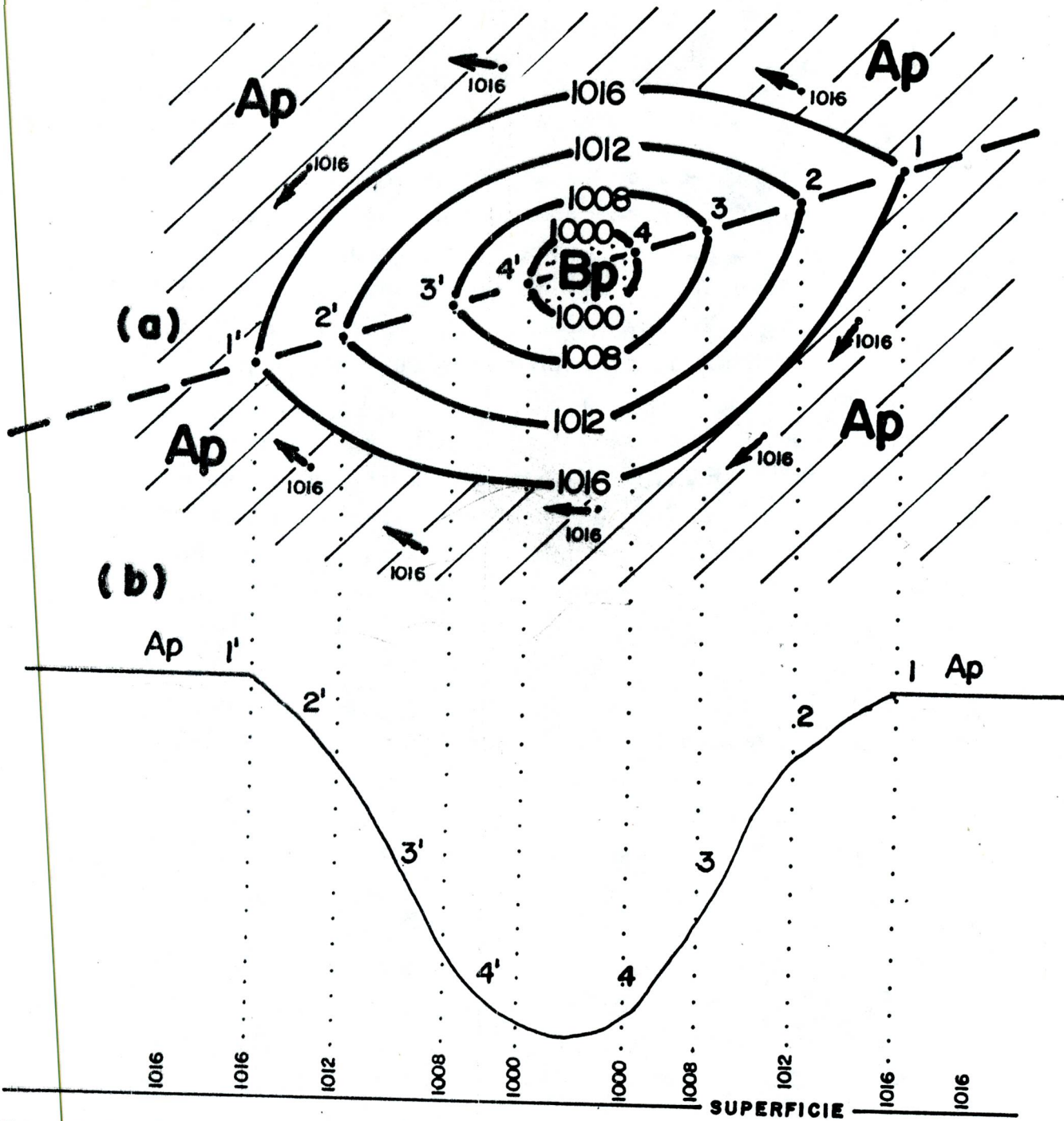


FIG. Nº 2-15.

En la figura 2-15 parte a) observaremos la proyección vertical en el plano horizontal papel, de una alta presión plana Ap (isobárica, área rayada) de 1016 mbs en cuyo seno se ha formado una hondonada atmosférica cerrada (Bp). En sus paredes laterales se puede detallar el descenso de presión desde 1016 mbs (en el fondo).

Las hondonadas tienen su origen en la parte posterior donde se hunden, siguiendo la dirección de su desplazamiento, en nuestro ejemplo de la figura 2-15a) el origen de Bp está en los puntos 1,2,3,4, donde se hunde y el viento es divergente. Su final está en la parte delantera de su movimiento de avance. En los puntos 1',2',3',4', se levanta nuevamente la presión hasta igualarse con la alta presión plana Ap, de 1010 mbs. En estos últimos puntos el viento es convergente. Cuando los puntos 1',2',3',4', pasan por un punto fijo P sobre la tierra, la presión empieza a disminuir rápidamente, repentinamente aparece la nubosidad y lluvias continuas, viento calmado, sin tormentas eléctricas, pero cuando los puntos 1,2,3,4, pasan por el mismo punto P, empieza el viento a soplar en forma moderada, se oyen truenos, para luego volver al tiempo atmosférico que antes había: despejado. Esta es otra razón por la que se producen lluvias dentro de una zona de alta presión.

En la figura 2-15b) observaremos la misma hondonada cerrada (parte a) pero en un corte transverso hecho

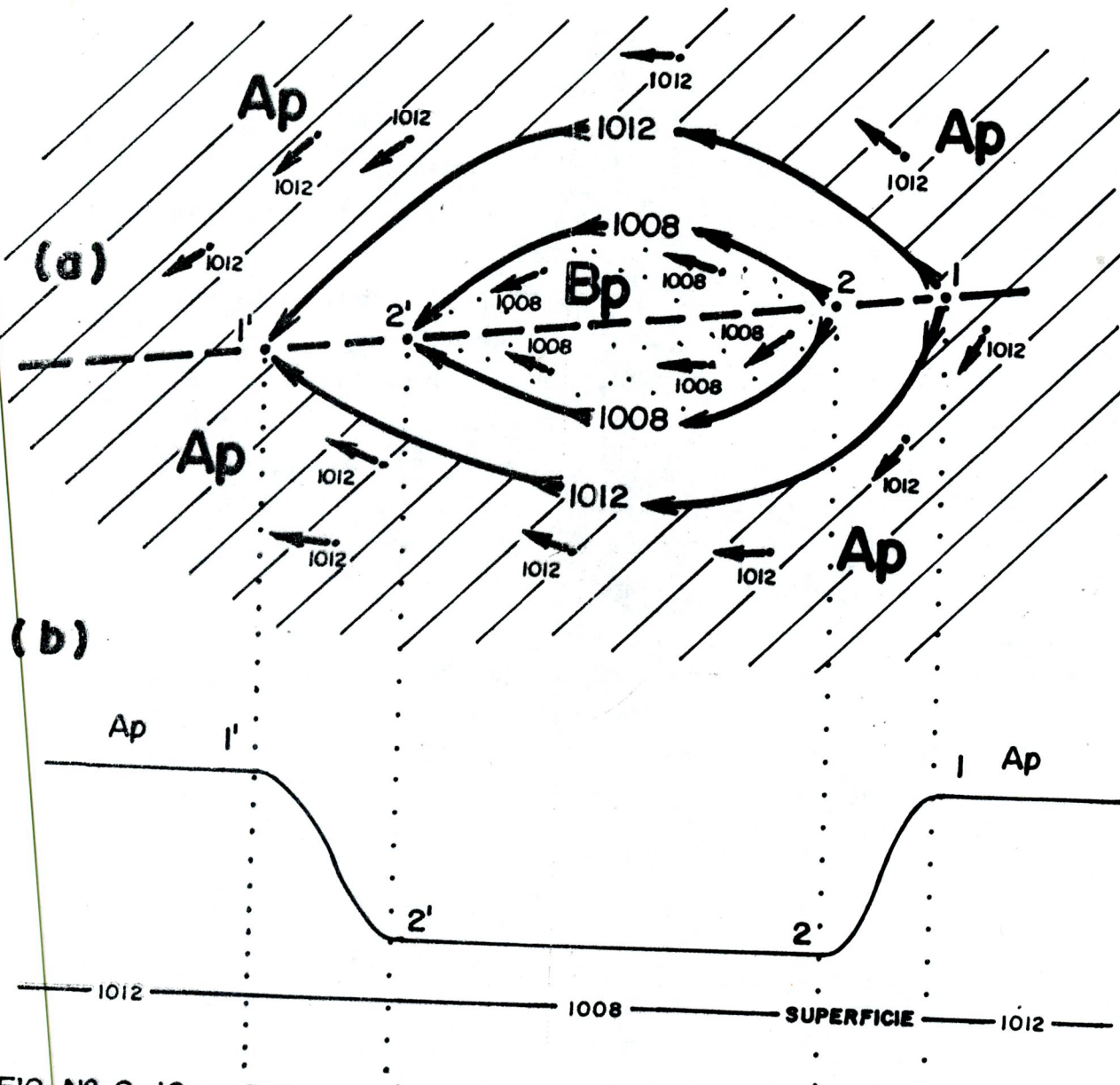


FIG. Nº 2-16... Baja presión de un sólo punto formada en el seno de una alta presión plana  $A_p$  (área rayada) y cuyo fondo es plano (área punteada) o isobárico (1008 mbs).

por un plano vertical HP que pasa por los puntos 1', 2', 3', 4', y 1, 2, 3, 4,. Cada punto homólogo tiene la misma presión en la superficie.

En la figura 2-16 parte a) detallaremos la proyección vertical en el plano horizontal papel, de una hondonada de un solo punto en el seno de una alta presión plana  $A_p$  de 1012 mbs. Cuando los puntos 1', 2', pasen por un punto fijo P sobre la tierra empieza la nubosidad, pero luego, esta se hace estratiforme y las lluvias son muy escasas porque el fondo es isobárico de 1008 mbs (plano).

En la figura 2-16 parte b) se representa la misma hondonada en un corte transversal hecho por un plano vertical HP que pasa por los puntos 1', 2' y 1, 2, puede notarse en la superficie las altas presiones y el fondo isobárico  $B_p$ , (1008 mbs).

ANALISIS POR EL METODO DE LOS LOMOS BARICOS Y LOS  
LOMOS ATMOSFERICOS

Si a cinco (5) analistas le presentan cinco (5) copias de un mapa de superficie o de altura para ser analizado por el método tradicional, individualmente, cada analista presentará una concepción atmosférica parecida, pero no igual y por lo tanto tendríamos cinco - pronósticos distintos.

Por el método de los lomos béricos (en superficie) y de los lomos atmosféricos (altura), cada analista - presentará, individualmente, una misma configuración y una concepción atmosférica, por lo tanto tendríamos un solo pronóstico de tiempo.

El método de los lomos béricos y de los lomos atmosféricos nos dará una idea real y clara de como está la atmósfera extendida sobre nosotros ocupando espacios aéreos verticales y horizontales.

## METODO DE LOS LOMOS BARICOS PARA EL ANALISIS DE LOS MAPAS EN SUPERFICIE

Toda baja o alta presión en la superficie necesita para su identificación de dos isobáras limitantes, una derecha y otra izquierda, los cuales seguirán estrictamente el curso del viento.

Las dos isóbaras limitantes que determinan una alta presión, encierran siempre valores de presión iguales (alta presión isobárica) o mayores (lomos béricos) que ella.

En su origen una alta presión (parte posterior) se levanta y puede presentar uno o varios puntos de levantamiento convergente o divergente para formar encajes atmosféricos. Ver figuras desde 2-1 hasta 2-10.

En su final, una alta presión (parte delantera) se hunde e igualmente puede presentar uno o varios puntos de hundimientos convergentes o divergentes para formar nuevos encajes atmosféricos.

Las dos isóbaras limitantes que determinan una baja presión encierran siempre valores de presión menores que ellas. En su origen una baja presión se hunde parte (posterior) y puede presentar uno o varios puntos de hundimientos convergentes o divergentes. Ver figuras desde 2-1 hasta 2-10.

## COMO LOCALIZAR UNA BAJA O ALTA PRESION PLANA EN SUPERFICIE

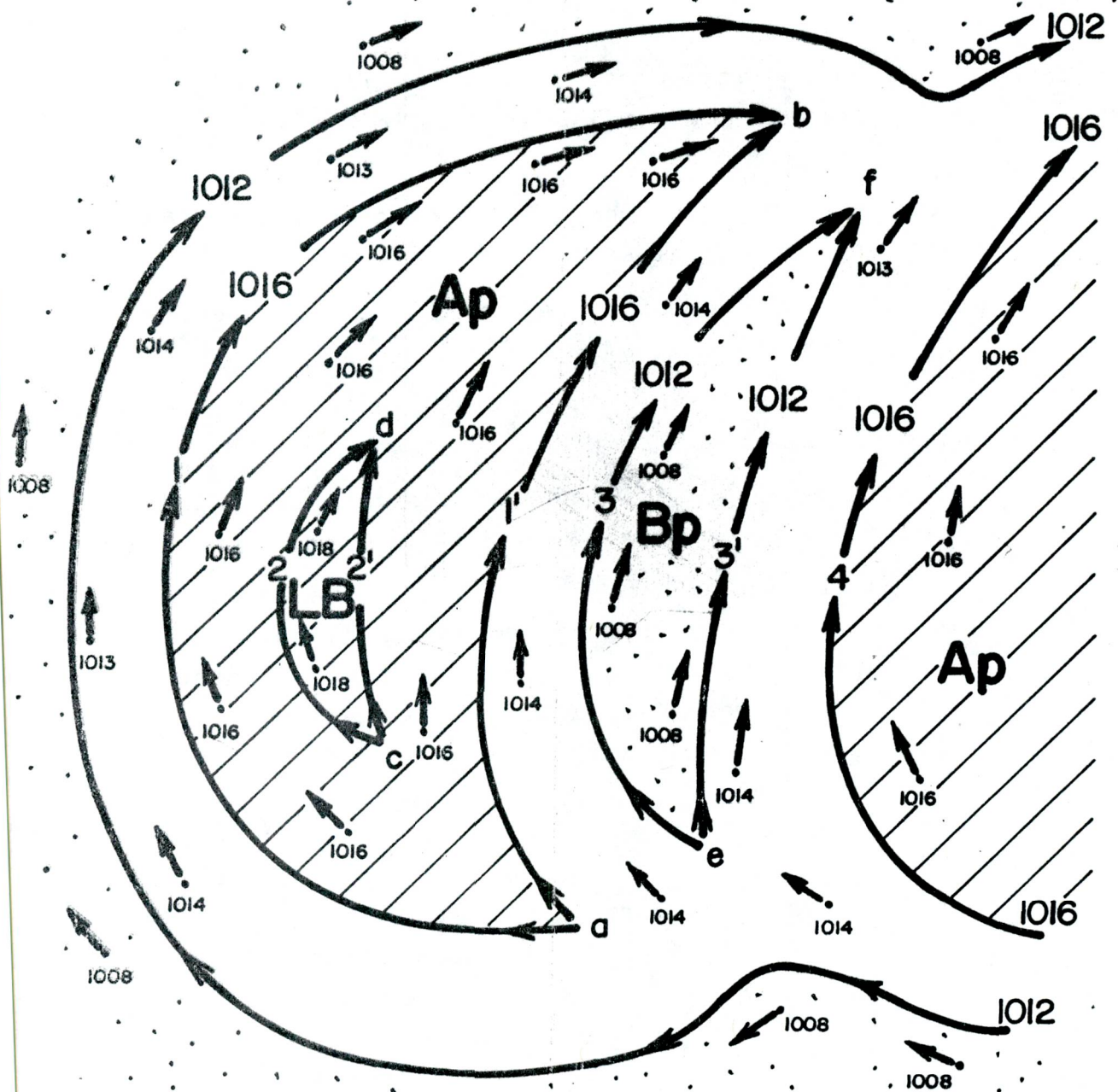


FIG. N° 2-17...

- 1.- Toda baja o alta presión en la superficie va a estar limitada por dos isóbaras del mismo valor de presión:
  - a) Si es baja presión encierra valores de presión menores que ellas.
  - b) Si es alta presión encierra valores de presión mayores que ellas.
- 2.- Se traza una primera isóbara limitante (izquierda o derecha).
- 3.- Se traza una segunda isóbara limitante de de igual valor que la primera.

En la figura 2-17, se muestran dos altas presiones planas Ap1 y Ap2 con áreas de rayas sencillas.

Según la dirección del viento en Ap1, la isóbara limitante izquierda es de 1016 mbs, marcada con el número uno (1), la segunda isóbara limitante derecha, marcada con el número 1', ambas isóbaras divergen en el punto A y convergen en el punto B, en el seno del área plana Ap1 se levanta un lomo bórico (LB), limitados por las isóbaras derecha e izquierda 2' y 2 respectivamente y encierran valores de presión de 1018 mbs.

Las áreas rayadas significan altas presiones y las áreas punteadas, bajas presiones.

Puede observarse una baja presión de un solo punto (Bp), la cual tiene su isóbara limitante derecha de 1012 mbs y marcada con el número 3, mientras que su --

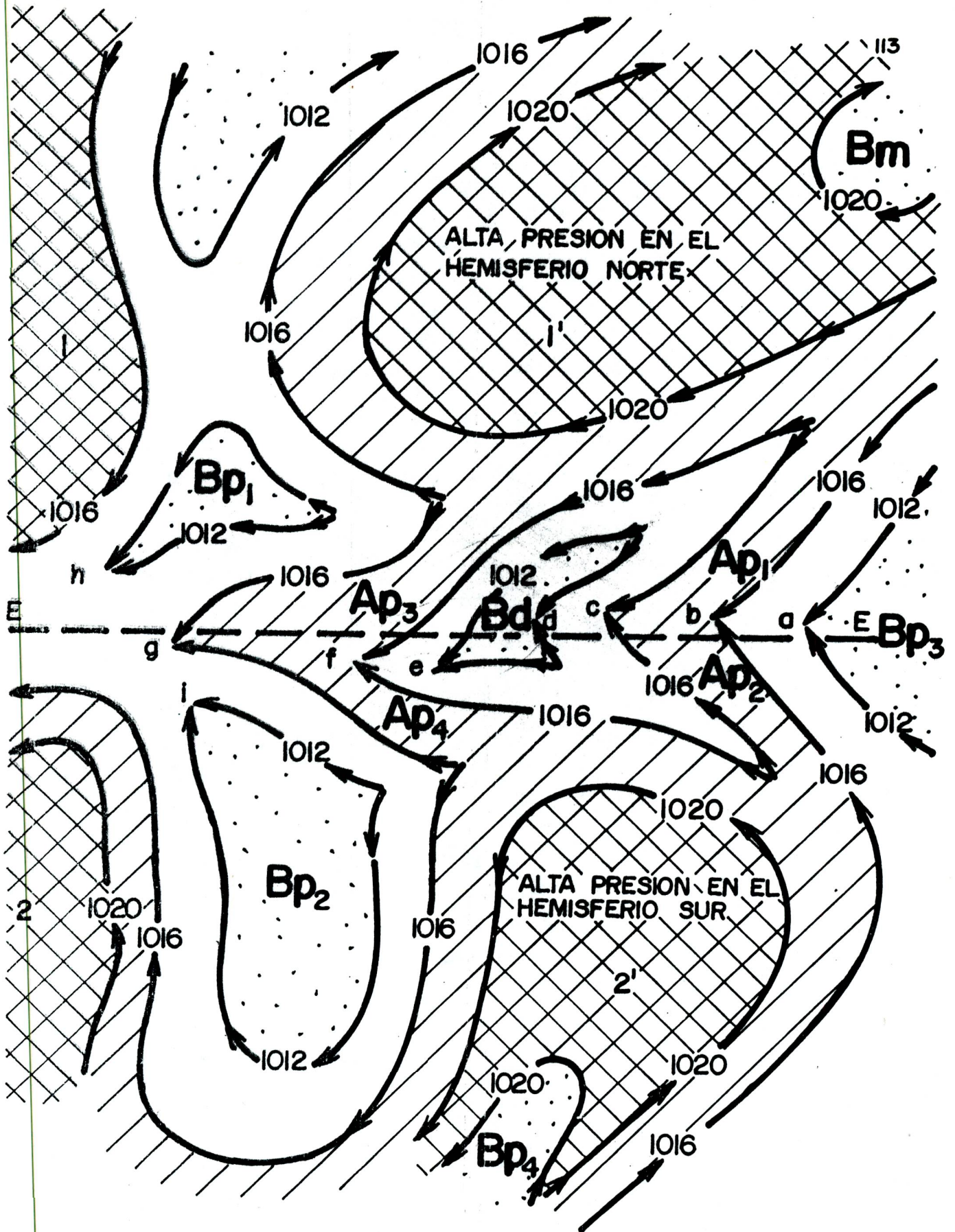


FIG. Nº 2-18...

isóbara izquierda, es igualmente de 1012 mbs, y marcada con el número 3'. Estas dos isóbaras limitantes encierran valores de presión menores que 1012 milibares.

Puede notarse también en la parte derecha de la figura 2-17, hay otra alta presión plana (1016 mbs) Ap2, cuya isóbara izquierda de 1016 mbs, está marcada con el número 4.

Si observamos detenidamente el área comprendida entre la isóbara más extrema de 1012 mbs y las isóbaras limitantes de 1016 mbs 1 y Ap1 y el área comprendida entre 1' de Ap1 y la isóbara de 1012 de Bp, marcada con el número 3 e igualmente el área entre la isóbara de 1016 mbs marcada con el número 4 de Ap2 y la isóbara de 1012 mbs, marcada con el número 3', notaremos que estas áreas son completamente planas, con puntos béricos de 1014 y 1013 mbs. Obsérvese que se forman bajas y altas presiones sin que el viento pierda su sentido direccional.

Obsérvese también, que las dos altas presiones planas (isobáricas) Ap1 y Ap2 incluyendo el lomo bérico (LB) tiende a conservar una trayectoria con el sentido de las agujas del reloj, pero no son necesariamente circulares.

En la superficie pueden existir altas presiones planas o isobáricas con encajes atmosféricos como la alta presión isobárica de 1012 mbs (área rayada) de la figura 2-1 parte a) la cual forma encajes atmosféricos en los puntos a y b de la parte posterior e igualmente

forma encajes atmosféricos en su parte delantera (siguiendo la trayectoria del viento) en los puntos d, c, y e.

Véase también la figura 2-1 parte b), la cual es de apariencia circular pero se interrumpe para formar encajes atmosféricos en los puntos a, b, c, d, donde la isóbara de 1012 mbs se hunde para formar una baja presión.

En la figura 2-5 parte a) puede observarse dos isóbaras limitantes de 1014 mbs, externos, las cuales encierran una área isobárica de 1014 mbs, pero desde esta área isobárica se levantan tres (3) lomos béricos marcados: LB1, LB2 y LB3.

Con el levantamiento de la presión se han formado tres (3) lomos béricos o altas presiones y no se ha perdido la trayectoria del viento.

En la figura 2-5 parte b) observaremos una alta presión circular, cuya isóbara limitante externa es de 1014 mbs, también existe una isóbara interna de 1014 mbs y entre estas dos isóbaras se ha formado una alta presión plana o isobárica de 1014 mbs pero desde esta alta presión isobárica se han levantado tres (3) altas presiones verdaderas denominadas lomos béricos: LB1, LB2 y LB3.

En la figura 2-8 parte a) observaremos una alta presión plana Ap de 1014 mbs, cuya isóbara externa es de 1014 mbs, fuera de esta isóbara la presión disminuye (área punteada).

Tanto la isóbara externa como interna de 1014 mbs tienen circulación cerrada y ciclónica, pero esto no contradice la nueva definición de alta presión.

La mayor elevación de presión se encuentra entre la isóbara limitante externa e interna formando una área isobárica de 1014 mbs, (área rayada). La isóbara interna encierra una área de baja presión llamada baja presión verdadera Bv.

En la misma figura 2-8 parte b) observaremos una alta presión isobárica de 1016 mbs, concirculación - ciclónica pero abierta en los puntos a y b.

En el punto a se levantan y divergen las isóbaras externas e internas para luego converger en el punto b, donde Ap se hunde. La isóbara interna de 1016 mbs encierra una baja presión cerrada y ciclónica Bv.

Fuera de la isóbara externa de 1016 mbs la presión es baja. En el área rayada es donde se encuentra la máxima presión.

La figura 2-9 es igual a la figura 2-8, solo se diferencian en la circulación del viento y en el nombre de la baja presión cerrada, que ahora se llama baja presión mixta (Bm).

En la figura 2-10 parte a) se ha formado una alta presión isobárica de 1014 mbs limitada por dos isóbaras externas e internas de 1012 mbs. Esta alta presión presenta encajes atmosféricos. Puede observarse que dentro del área rayada isobárica se ha registrado un hundimiento de presión llamado baja

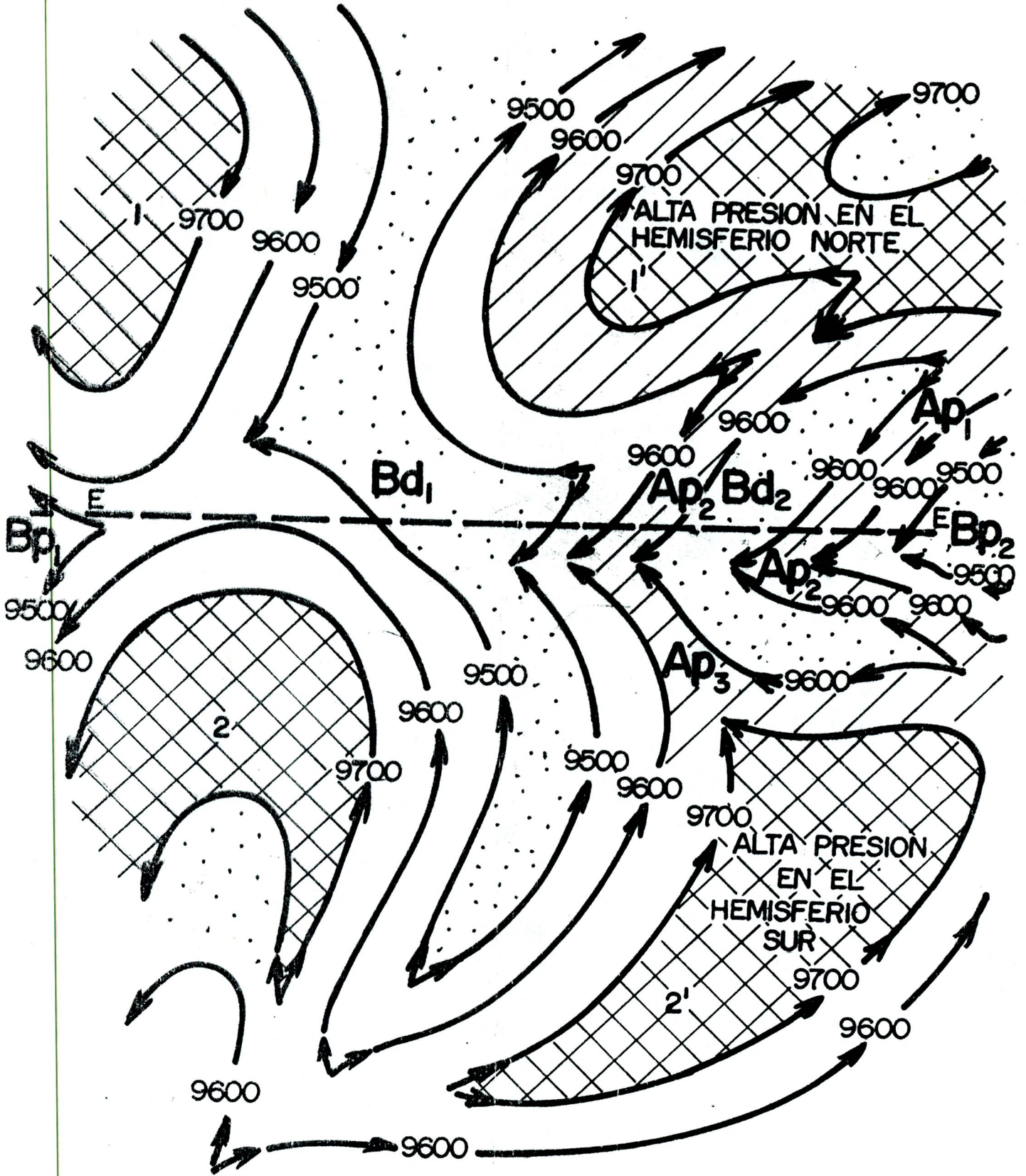


FIG. Nº 2-19...

presión de un solo punto Bp, esta baja presión está limitada por dos isóbaras de 1012 mbs y encierra valores de presión menores que 1012 mbs.

La baja presión Bp se hunde y diverge en el punto a y se levanta y converge en el punto b.

En la parte b) de la figura 2-10 ha ocurrido lo mismo; una alta presión isobárica de 1016 mbs limitada por dos isóbaras externas e internas de 1012 mbs. La baja presión Bp, limitada por dos isóbaras de 1012 mbs encierra valores de presión menores.

Figura 2-18, en el análisis de esta figura podemos observar que en la superficie cada par de isóbaras de 1016 mbs (en este caso), limitan por la derecha y por la izquierda una alta presión lineal Ap1, donde el viento circula desde el hemisferio norte. Otro par de isóbaras de 1016 mbs forma otra alta presión lineal llamada Ap2, la cual viene del Hemisferio Sur. Las dos altas presiones Ap1 y Ap2 se encuentran en las proximidades de la línea ecuatorial E-E para formar una sola y continua zona de alta presión lineal (área negra y rayada), mientras que las isóbaras limitantes de Ap1 y Ap2 forman los puntos convergente b y c. Otro par de isóbaras limitantes de 1012 mbs, está circulando desde el Hemisferio Norte, la derecha y otra circulando desde el Hemisferio Sur, la izquierda, encierran la baja presión Bp3. Ambas isóbaras se encuentran en las vecindades de la línea ecuatorial para dar origen a un punto de convergencia a.

Otro par de isóbaras de 1016 mbs, las cuales son - continuación de las anteriores, circulan desde el Hemisferio Norte formando la alta presión lineal Ap3. Otro - par de isóbaras de 1016 mbs circulando desde el Hemisferio Sur originan la alta presión lineal Ap4.

Ap3 y Ap4 se unen formando una sola "carretera atmosférica" originando los puntos de convergencia f y g.

Las altas presiones Ap1, Ap2, Ap3 y Ap4 forman levantamientos atmosféricos continuos y lineales donde se consiguen las máximas presiones, mientras que en sus partes laterales se hunden para originar las bajas presiones u hondonadas cerradas Bp4, Bd, Bp2 y Bp1. Obsérvese que estas bajas presiones no son necesariamente circulares, - pero si son cerradas. Los puntos convergentes del viento: a, b, c, d, e, i, h, de las bajas presiones Bp3, Bd, Bp2, Bp1 y los puntos convergentes del viento de las altas - presiones lineales Ap1, Ap2, Ap3, Ap4, forman la línea de convergencia de la zona ecuatorial. Con este tipo de análisis no se desprecia ni valores de presión ni dirección alguna del viento para pasar de un Hemisferio a - otro. Las altas presiones del Hemisferio Norte 1 y 1' - (doble rayado) tienden a conservar su circulación anticiclónica pero no son necesariamente circulares. Igual sucede con las altas presiones 2 y 2' en el Hemisferio Sur.

En la figura 2-19, es un análisis de una carta de 300 mbs, obsérvese que en la altura ocurre lo mismo, las altas presiones lineales Ap1, Ap2, Ap3, Ap4 se levantan

para alcanzar las máximas alturas en las vecindades del Ecuador y luego en sus partes laterales se hundien para formar bajas presiones cerradas pero no circulares: Bp2, Bd2, Bd1 y Bp1. Detállese los puntos de convergencia - próximos al ecuador que el conjunto de bajas y altas - presiones han originado. Obsérvese en el Hemisferio Norte la circulación de las altas presiones 1 y 1', como - también la circulación de las altas presiones 2 y 2' en el Hemisferio Sur.

Figura 2-7, puede notarse en esta figura que la alta presión Ap, es una continúa zona de máxima presión - (área rayada) que circunda una determinada área terrestre, limitada siempre por dos isóbaras de 1016 mbs, formando en sus caídas laterales bajas presiones o hundimientos atmosféricos llamados Bp, Bm, Bd, Bv (zonas punteadas). La circulación del viento siempre se ha mantenido.

En la figura 2-14, una alta presión lineal en la - altura (300 mbs) circundando el Hemisferio Norte y Hemisferio Sur.

En las partes laterales (derecha e izquierda) de Ap, ocurren hundimientos atmosféricos: Bp, Bv y Bm.

ENCAJES ATMOSFERICOS (Figura 2-20)

Son zonas atmosféricas alternas de entrantes y salientes pertenecientes a un nivel de presión constante - cualquiera, cuando este se eleva desde una alta presión-plana (Ap1) de menor altura hasta alcanzar otra alta presión plana (Ap2) de mayor altura.

Siguendo la dirección del viento en la capa de presión constante consideramos como origen o cara posterior de una alta presión plana (Ap2) el lugar exacto donde aquélla se inclina y se levanta y como final o cara delantera la parte donde se inclina nuevamente y se hunde. En la figura 2-20, tenemos:

Flecha pequeñas y delgadas, dirección del viento en la capa de presión constante.

Flecha gruesa F, mayúscula, dirección de desplazamiento del nivel de presión constante.

Entre los planos horizontales Ap2 y Ap1 hay una altura constante h, y es igual a la diferencia de altura de Ap2 menos la altura de Ap1,

$$h_{Ap2} - h_{Ap1} = h$$

Si por el levantamiento saliente 1-1', en la parte posterior de Ap2 y por el hundimiento saliente 4'-4, en la parte delantera (de Ap2) pasamos un plano perpendicular a Ap1 y a Ap2, este plano cortará el nivel de presión constante y contendrá las rectas paralelas L' y L.

Si por el punto saliente 1' (en la parte posterior) bajamos una perpendicular hasta la recta L en el punto - 1", se obtendrá un triángulo rectángulo definido por los

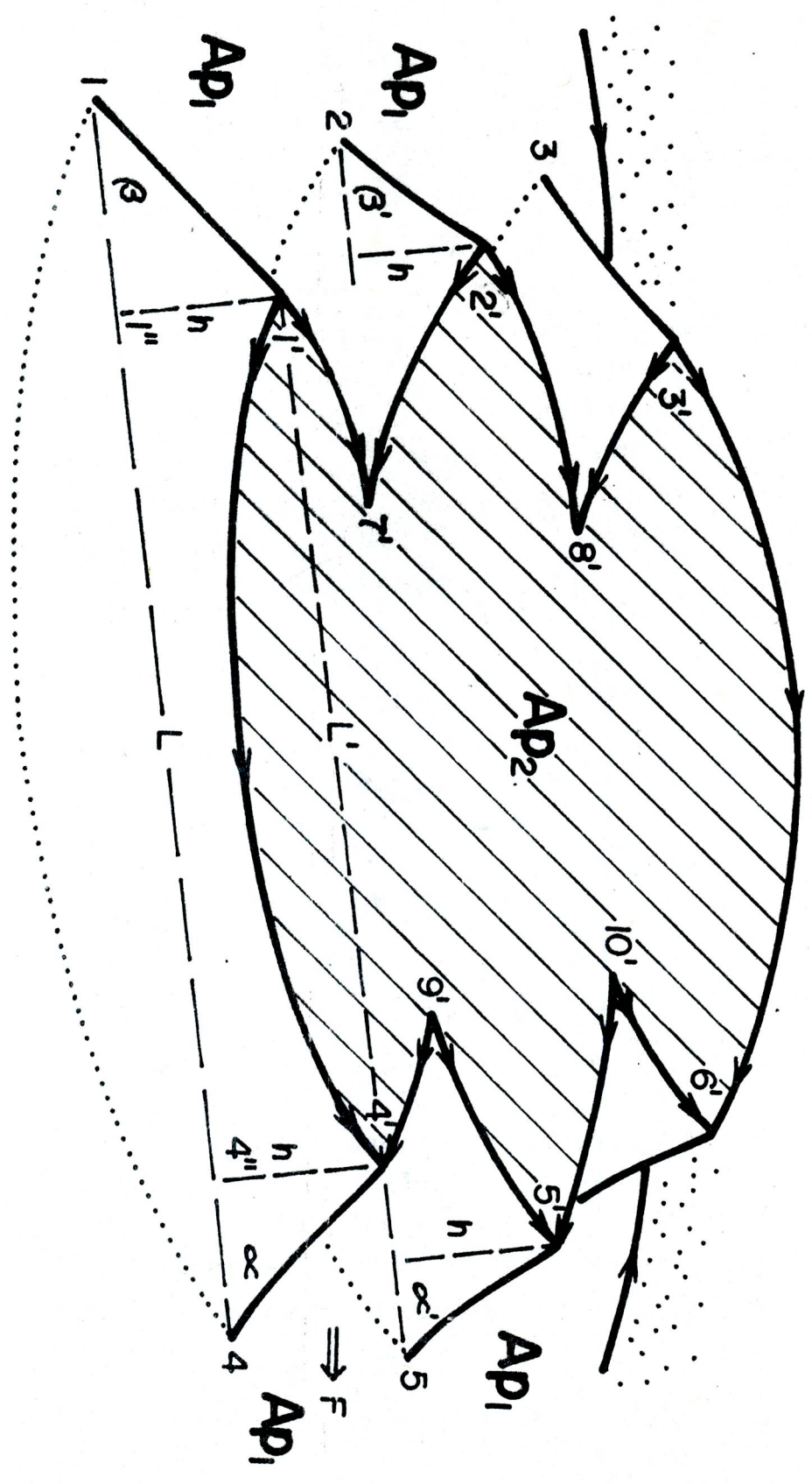


FIG. № 2-20

puntos 1"-1-1'-1", el cual tendrá un ángulo agudo definido por los puntos 1"-1-1', llamado  $\beta$  (Beta) por ser parte posterior de Ap2. Igual se puede hacer con los levantamientos-salientes 2-2' y 3-3' (o con los entrantes 7-7', 8-8').

Si por el hundimiento saliente 4', en la parte delantera, bajamos una perpendicular hasta L en el punto 4", igual a h, obtenemos un nuevo triángulo rectángulo 4"-4-4'-4", el cual tendrá un ángulo agudo definido por los puntos 4"-4-4', llamada  $\alpha$  (Alfa). Igual se puede hacer con los hundimientos salientes 5'-5, 6'-6 (o con los hundimientos entrantes 9'-9, 10'-10). La altura h es la constante para todos los triángulos rectángulos delanteros y posteriores pero los ángulos  $\alpha$  y  $\beta$ , pueden ser diferentes para cada entrante o saliente.

Observese en la figura 2-20 que  $\beta'$  es diferente a  $\beta$  (en la parte posterior) y que  $\alpha'$  es diferente a  $\alpha$  (en la parte delantera).

Nota: La recta horizontal L' que pasa por los puntos de los salientes 1' y 4' pertenece simultáneamente al nivel de presión constante (en referencia de la figura 2-20) y al plano vertical HP por ser un corte entre ambos, en cambio la recta L (abajo) que pasa por los puntos de los salientes 1 y 4 (abajo) pertenece al plano vertical HP, pero no pertenece al nivel de presión constante. Debajo de Ap2, hay solo un espacio aéreo de diferente -

presión, pero no igual a la capa de presión constante de Ap2 (ni Ap1).

En la figura 2-21 a) podemos observar en perspectiva la parte posterior del levantamiento de un nivel de presión cualquiera, desde la alta presión plana Ap1, hasta la alta presión plana Ap2.

Las letras A,B,C,D,E,F, representan isolíneas con diferentes rumbos, pero con la misma altura. Los puntos 2 y 4 (abajo) correspondientes con los entrantes 2' y 4' no se ven por estar tapados. Las isolíneas A y B divergen desde el saliente 1' siguiendo la dirección del viento en la capa de presión constante. Las isolíneas C y D divergen desde el saliente 3' siguiendo la dirección del viento de la capa de presión constante.

Las isolíneas E y F divergen desde el saliente 5', siguiendo la dirección del viento.

La isolínea B (diverge desde 1') y la isolínea C, (diverge desde 3') convergen en el entrante 2'.

La isolínea D (diverge desde 3') y la isolínea E, (diverge desde 5') y convergen en el entrante 4'.

Las isolíneas B y C que convergen en el entrante 2' y las isolíneas D y E que convergen en el entrante 4' no se pueden prolongar más hacia dentro del área rayada de Ap2, porque esos puntos (2' y 4') tienen la misma altura que Ap2.

Observese que las caras posteriores de Ap2 se levantan inclinadas desde 1 hasta 1', desde 2 hasta 2',

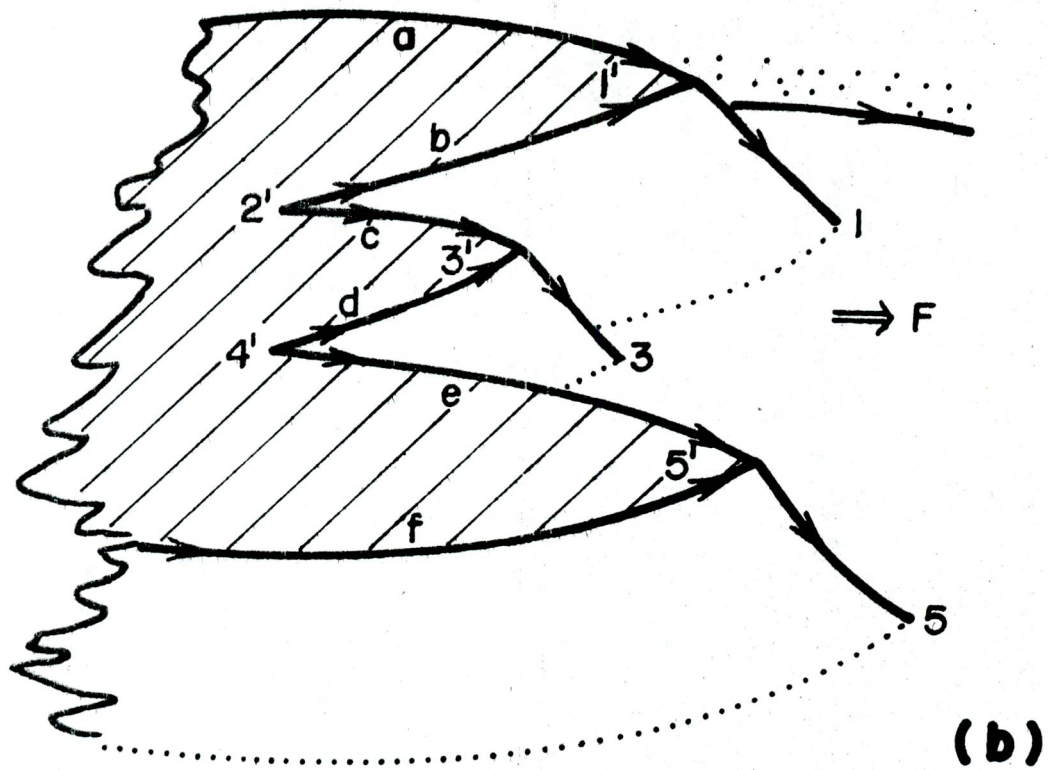
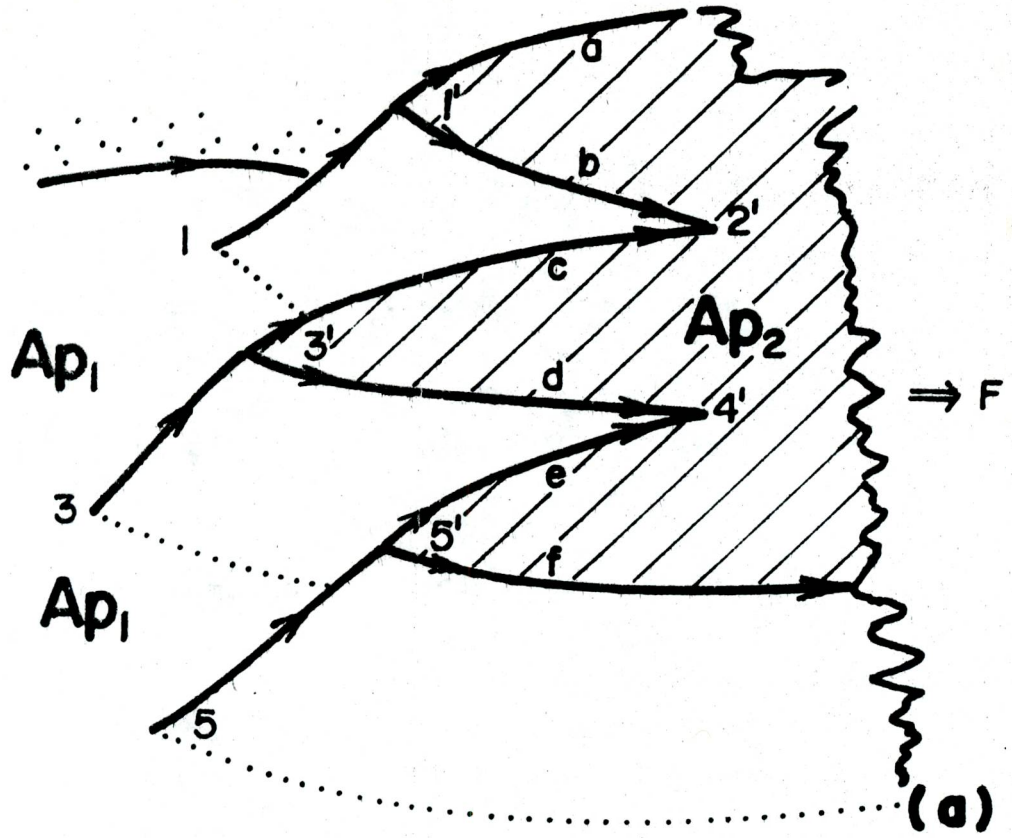


FIG. № 2-21 ...

desde 3 hasta 3', desde 4 hasta 4' y desde 5 hasta 5' - respectivamente.

Toda el área rayada de Ap2, encerrada por las iso líneas A,B,C,D,E,F, tienen la misma altura, de allí el nombre de alta presión plana Ap2.

Los puntos inferiores 1,2,3,4,5 y la alta presión plana Ap1, tienen la misma altura y forman otra alta presión plana Ap1.

En la figura 2-21 parte b) observamos en perspectiva la parte delantera de Ap2 (área rayada) donde el nivel de presión constante se hunde desde Ap2 hasta Ap1 las cuales tienen igual presión pero diferentes alturas.

El saliente 1' se hunde desde 1' en Ap2 hasta 1 en Ap1.

El entrante 2' se hunde desde 2' en Ap2 hasta 2 - (no se ve) en Ap1.

El saliente 3' se hunde desde 3' en Ap2 hasta 3 - en Ap1.

El entrante 4' se hunde desde 4' en Ap2 hasta 4 - (no se ve) en Ap1.

El saliente 5' se hunde desde 5' en Ap2 hasta 5 - en Ap1.

Las isolíneas A y B convergen en el saliente 1'.

Las isolíneas C y D convergen en el saliente 3'.

Las isolíneas E y F convergen en el saliente 5'.

Las isolíneas B y C divergen desde el entrante 2'.

Las isolíneas D y E divergen desde el entrante 4'.

En la parte posterior del levantamiento de cualquier nivel de presión constante desde Ap1 (menor altura) hasta Ap2 (mayor altura), los encajes atmosféricos tienen:

Los salientes Divergentes y los entrantes Convergentes. (Figuras 2-20, 2-21, 2-22).

En la parte delantera del hundimiento de cualquier nivel de presión constante desde Ap2 (mayor altura) hasta Ap1 (menor altura), los encajes atmosféricos tienen:

Los salientes Convergentes y los Entrantes Divergentes. (Figuras 2-20, 2-21, 2-22).

Las isolíneas A,B,C,D,E,F, (figura 2-21,b), al igual que los puntos salientes 1', 3', 5', y los entrantes 2' y 4' y el resto del área rayada de Ap2, tienen la misma altura. Los entrantes y salientes de los encajes atmosféricos, tanto delanteros como posteriores sirven de límite a las altas presiones planas.

#### ENCAJES ATMOSFERICOS LATERALES

Los encajes atmosféricos de cualquier alta presión plana Ap, pueden existir en cualquier parte de su borde que le sirve de límite y se originan (al igual que los encajes atmosféricos delanteros y posteriores) cuando una isolínea cualquiera no se puede continuar, porque no puede pasar por una zona de igual o mayor altura que ella.

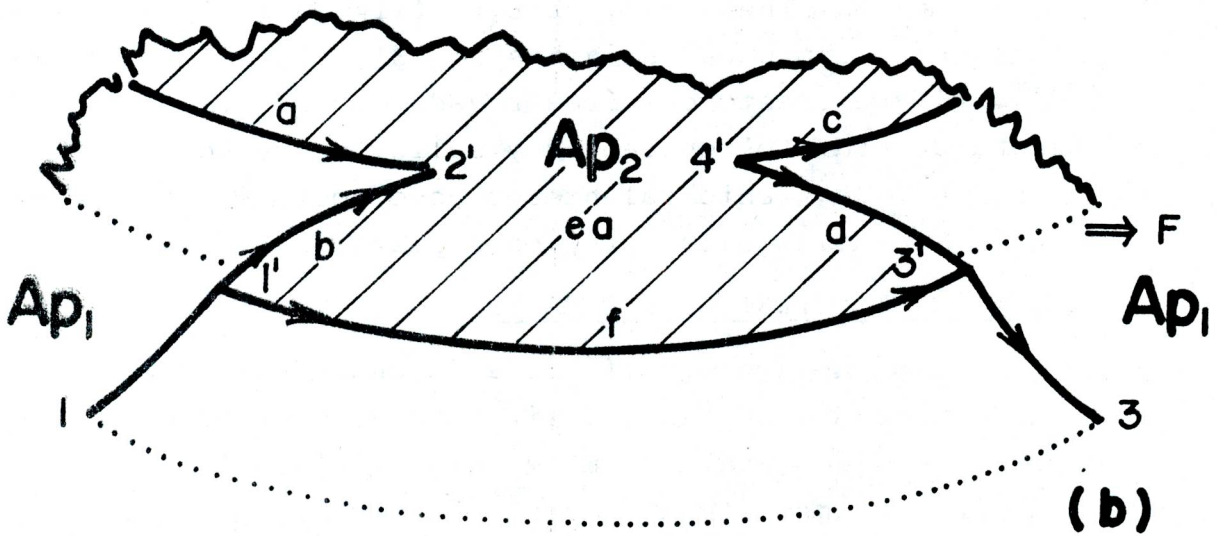
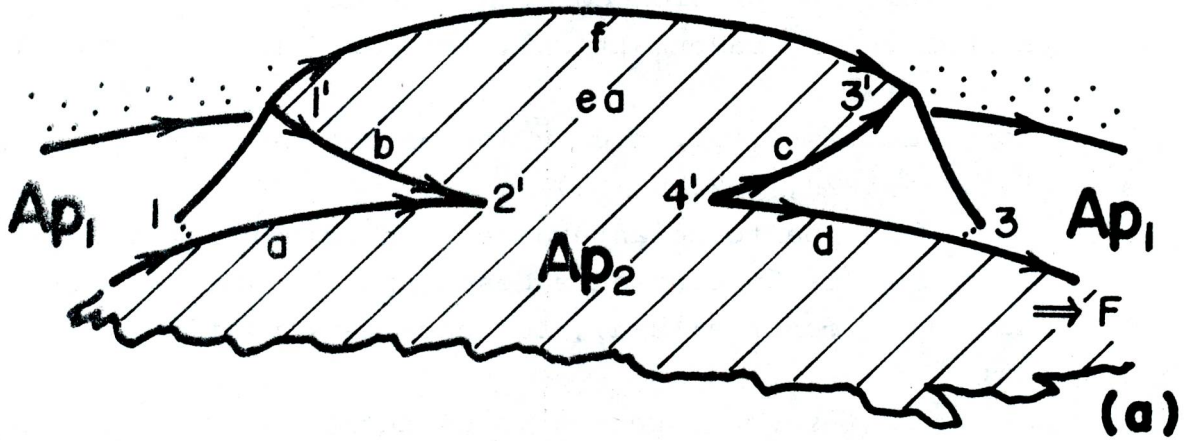


FIG. N° 2-22 ...

En la figura 2-22 parte a) podemos apreciar en perspectiva la porción lateral izquierda (según F) de una alta presión plana Ap2, cualquiera.

Las isolíneas A y B convergentes en el entrante 2' no pueden continuar individualmente porque toda el área rayada de Ap2 tiene la misma altura que ellas, pero aparecen nuevamente como isolíneas C y D, las cuales divergen desde el entrante 4'.

En la figura 2-22 parte b) apreciamos en perspectiva una porción lateral derecha (según F) de una alta presión plana Ap2, cualquiera. Las isolíneas A y B son convergentes en el punto 2' del entrante 2', y ellas no pueden continuar individualmente porque tienen la misma altura del área rayada de Ap2.

En el entrante 4' (delantero) aparecen A y B como divergentes con las isolíneas C y D.

En la figura 2-20 podemos apreciar, en la parte posterior u origen de Ap2, desde su levantamiento en Ap1 que:

La distancia inclinada 1-1':

- es levantamiento saliente divergente en 1'.

La distancia inclinada 2-2':

- es levantamiento saliente divergente en 2'.

La distancia inclinada 3-3':

- es levantamiento saliente divergente en 3'.

La distancia inclinada 7-7' (7 no se ve):

- es levantamiento entrante convergente en 7'.

La distancia inclinada 8-8' (8 no se ve):

- es levantamiento entrante convergente en 8'.

En la parte delantera o final de Ap2 en su hundimiento hasta Ap1, tenemos que:

La distancia inclinada 4'-4:

- es hundimiento saliente convergente en 4'.

La distancia inclinada 5'-5:

- es hundimiento saliente convergente en 5'.

La distancia inclinada 6'-6:

- es hundimiento saliente convergente en 6'.

La distancia inclinada 9'-9 (9 no se ve):

- es hundimiento entrante divergente en 9'.

La distancia inclinada 10'-10:

- es hundimiento entrante divergente en 10'.

Obsérvese también las figuras 2-1 a), 2-2 b), 2-6 a) y b), 2-10 a), 2-11 a) y b), 2-12 a) y b) las cuales presentan entrantes y salientes.

En la figura 2-19A el análisis de superficie con fecha 18 de junio de 1985, a las 1200Z, detallaremos una baja presión marcada con una B, es una baja de un solo punto (Bp) situada dentro de una zona que aparentemente es una alta presión. Obsérvese la nubosidad, presión y lloviznas.

En la figura 2-19B al día siguiente, 19 de junio de 1985 a las 1200Z, la baja presión persiste en el Atlántico y en la parte norte de la presión puede verse un barco meteorológico con una presión de 1016,5 mbs dentro de una área donde las presiones son superficies a 1020 mbs. Obsérvese la presión y tipo de nubes.

En la figura 2-19C al día siguiente, 20 de junio de 1985 a las 1200Z, la baja presión se intensificó y la presión que antes era de 1016,5 mbs bajó a 1012,5 mbs.

Obsérvese la nubosidad. En la foto del satélite de esas fechas se puede notar la nubosidad.

En la figura 2-23 podemos observar la proyección vertical del análisis de una parte del mapa de 250 mbs con fecha 28 de marzo de 1.984, a las 1200Z, en el plano horizontal papel.

Obsérvese el encaje atmosférico sobre la isla de Puerto Rico, con un hundimiento de 10870 metros dentro de un área con altura mayor 10900 metros.

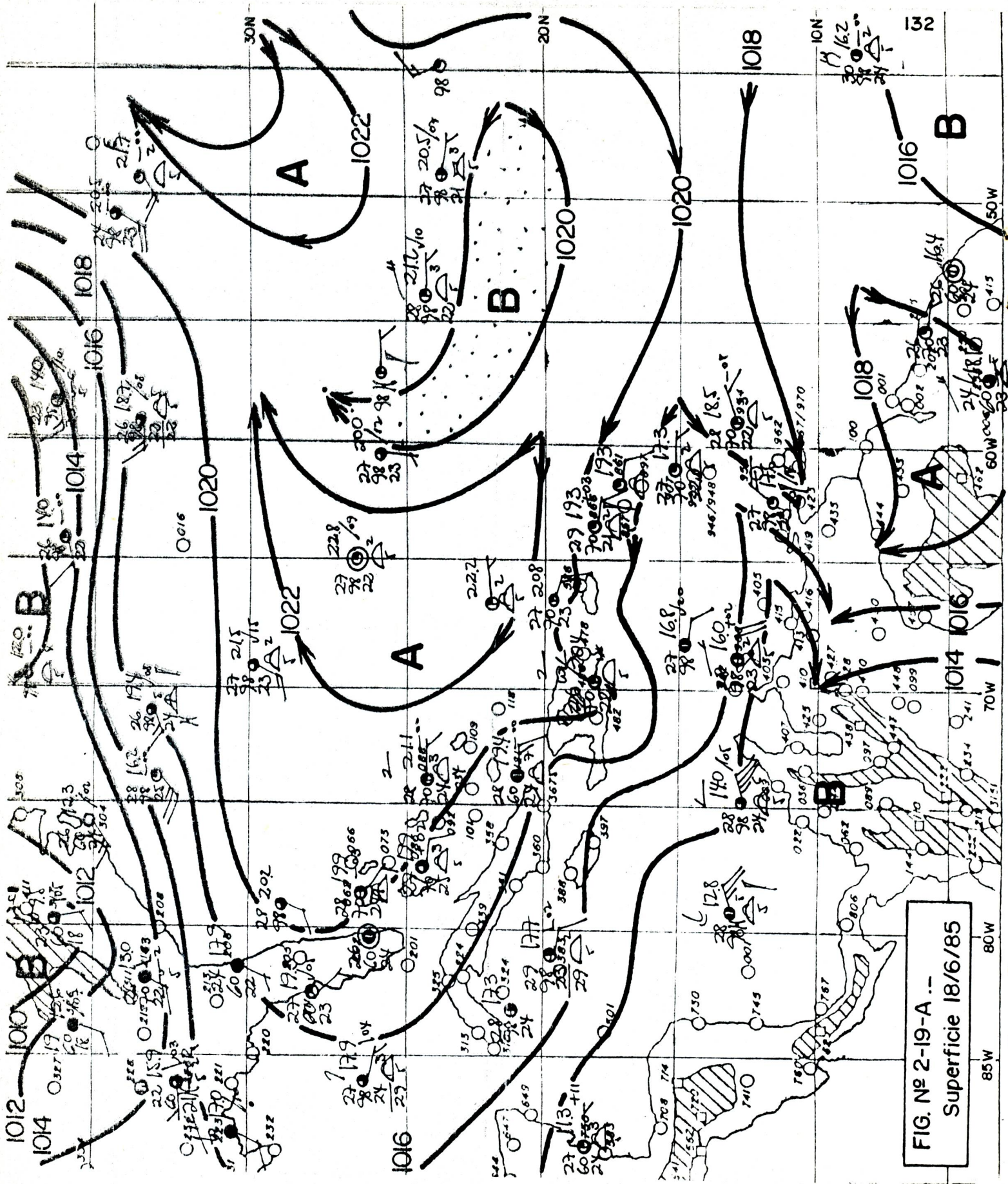


FIG. No 2-19-A --  
Superficie 18/6/85

85W 80W 70W 60W 50W





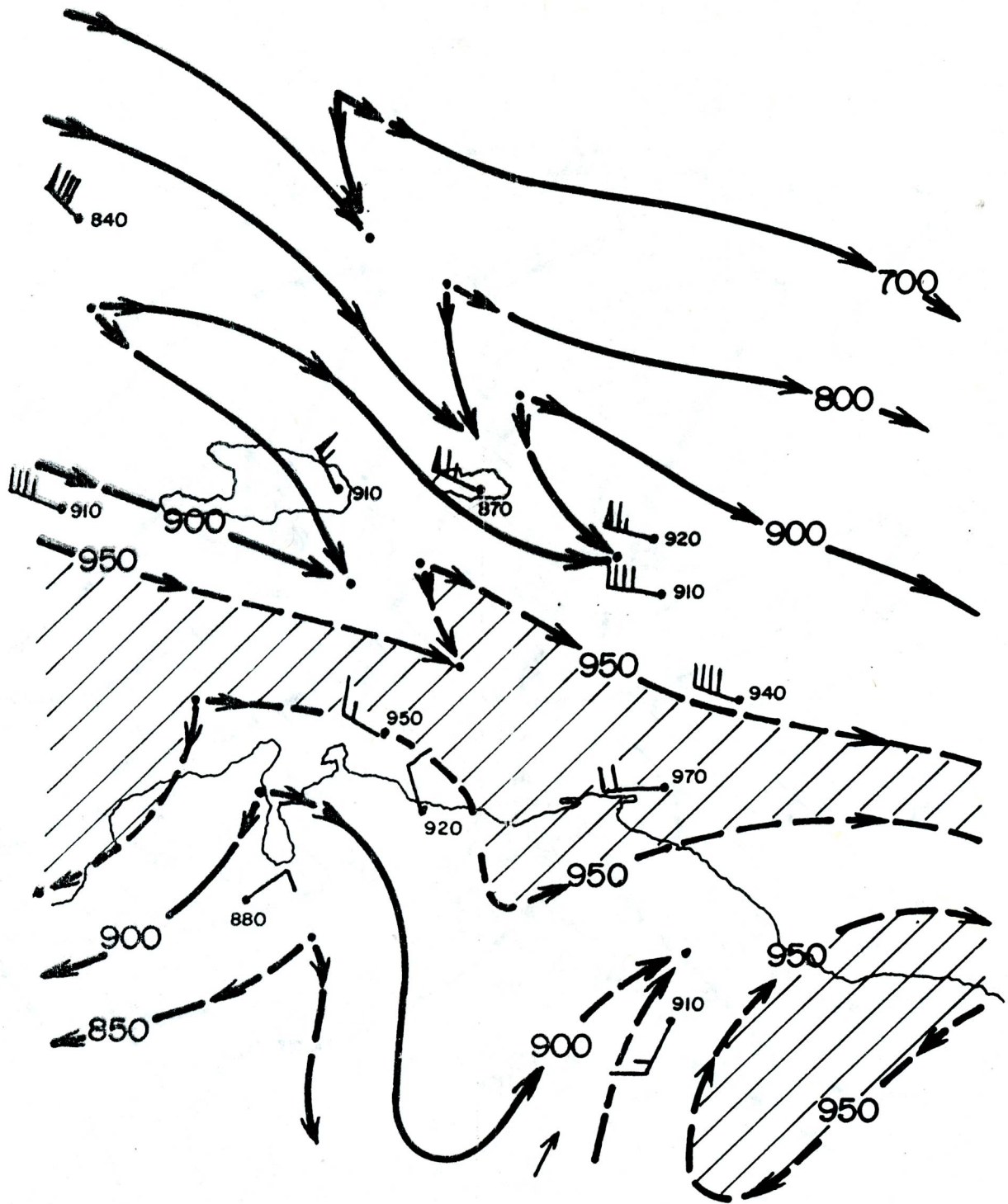


FIG. Nº 2-23 ... Análisis 250 HPA  
28/03/84  
1200 Z

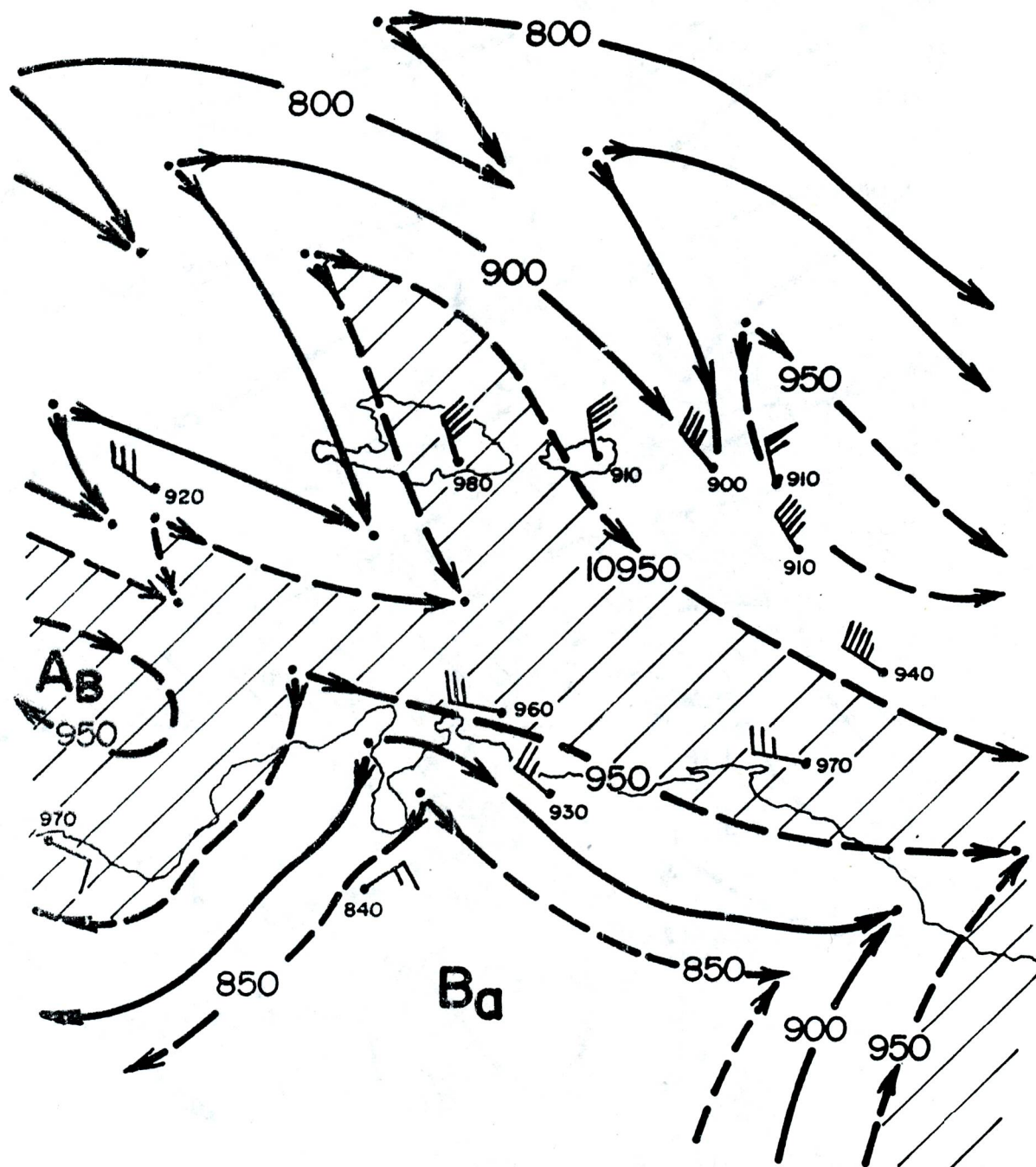


FIG. N° 2-24 ... Analisis 250 HPA  
29/03/84  
1200 Z

Al Sur-Oeste de Santo Domingo existe otro encaje atmosférico.

En la figura 2-24 otro análisis de una porción de 250 mbs con fecha 29 de marzo de 1984, a las 1200Z 24 horas después el encaje atmosférico sobre Puerto Rico, se desplazó hacia el Este.

La alta presión plana Ap (área rayada) se montó - sobre Puerto Rico. El encaje atmosférico al Sur-Oeste de Santo Domingo persiste.

El encaje atmosférico al Sur-Oeste de Santo Domingo persiste. La alta presión plana Ap (área rayada) se montó sobre Puerto Rico. En la figura 2-24 otro análisis de una porción de 250 mbs con fecha 29 de marzo de 1984, a las 1200Z 24 horas después el encaje atmosférico sobre Puerto Rico, se desplazó hacia el Este. Al Sur-Oeste de Santo Domingo existe otro encaje atmosférico.

ALTA PRESION PLANA LINEAL DE NIVEL (Apln): Figura 2-24a

Es una alta presión lineal muy especial, limitada - por el encierro más o menos paralelo de dos (2) isolíneas con igual altura, las cuales siguen la misma dirección - del viento formando contínuas " Carreteras Atmosféricas" y que vienen a servir de nivel de división o frontera al levantamiento de una alta presión plana (Ap) en el lado derecho (o izquierdo) y al hundimiento atmosférico (hondonada) en el lado izquierdo (o derecho) de su trayectoria. Las altas presiones lineales también se definen como el área plana atmosférica limitada por el encierro - más o menos paralelo de dos isolíneas de igual altura, - las cuales siguen la misma dirección del viento formando grandes "Carreteras Atmosféricas" que vienen a servir de nivel de división o frontera a los grandes hundimientos-atmosféricos que se forman tanto en el lado derecho e izquierdo de su trayectoria.

Las altas presiones planas lineales de nivel se dividen en:

- 1.- Alta presión plana lineal de nivel forzado y
- 2.- Alta presión plana lineal de nivel libre.

1.1.- Alta presión plana lineal de nivel forzado: es aquella que permite el levantamiento de una alta presión plana (Ap) en su lado derecho (o izquierdo) y el hundimiento atmosférico en su lado izquierdo (o derecho) de su trayectoria.

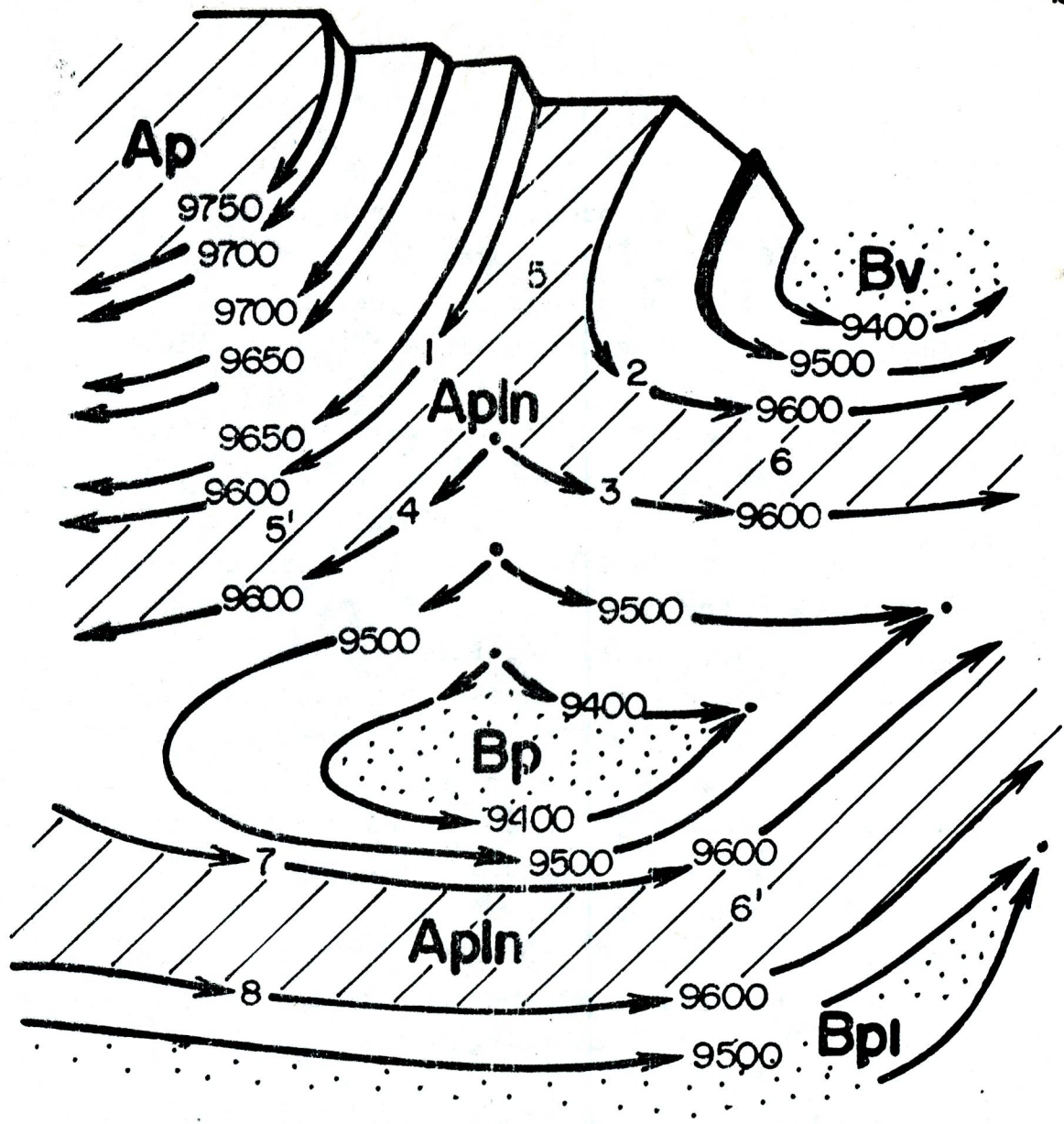


FIG. N° 2-24 a .- Ap : Alta presión plana  
 Apln : Alta presión lineal de nivel  
 Bp : Baja presión de un sólo punto  
 (hondonada atmosférica)  
 Bv : Baja presión verdadera  
 (hondonada atmosférica)

En la figura 2-24a puede observarse en perspectiva la formación de una alta presión plana lineal Apln (Área rayada) y que a la derecha del sector plano - marcado con el número 5' existe el levantamiento - de una alta presión plana (Ap), mientras que a la izquierda de esos mismos sectores planos 5 y 5' existen dos bajas presiones marcadas con Bv y Bp. Este modelo de alta presión lineal Apln se llama - alta presión plana lineal de nivel forzado por encontrarse entre una baja presión y una alta presión, ocupando una altura intermedia.

La alta presión plana lineal Apln es alta con respecto a la baja presión de su izquierda Bv (y de Bp), pero es baja en altura con relación a la alta presión plana Ap (y sus escalones) de su derecha. Véase análisis de la figura 2-7, 2-18 y 2-19.

Las altas presiones planas lineales Apln se forman a grandes alturas al Norte de los Estados Unidos y Canadá, pero también se pueden localizar en la superficie y en cualquier lugar.

2.2.- Alta presión plana lineal de nivel libre: es aquella alta presión plana lineal de nivel que permite el hundimiento atmosférico a la derecha y a la izquierda de su trayectoria.

En la figura 2-24b puede notarse en perspectiva - los sectores planos marcados con los números 6 y 6' los cuales son continuación de la alta presión

plana lineal Apln y que a la derecha e izquierda de los mismos sectores planos 6 y 6' se han formado bajas presiones. En el sector plano 6 a la derecha tiene la baja presión Bp y a la izquierda - la baja presión Bv.

En el sector plano 6' de Apln existe a la derecha la baja presión Bp1 y a la izquierda existe la baja presión Bp.

Este modelo de alta presión plana lineal Apln se llama alta presión plana lineal de nivel libre - por encontrarse entre dos bajas presiones ocupando una máxima altura.

La alta presión plana lineal de nivel Apln es alta con respecto a las dos bajas presiones (Bv, Bp y Bp1).

Obsérvese en la figura 2-24a que la alta presión - plana lineal de nivel Apln los sectores planos 5,5' y 6 están limitados por las isolíneas de igual altura de - 9600 metros marcados con los números 1,2,3 y 4, mientras que el sector plano de Apln (continuación) marcado con el número 6' está limitado por las isolíneas de igual - altura (9600 metros) 7 y 8.

Las altas presiones planas lineales de nivel libre se pueden localizar en los análisis de superficie y de altura sobre cualquier parte del globo terrestre, específicamente en la zona ecuatorial formando bajas presiones u hondonadas atmosféricas: Bv, Bp, Bd y Bm.

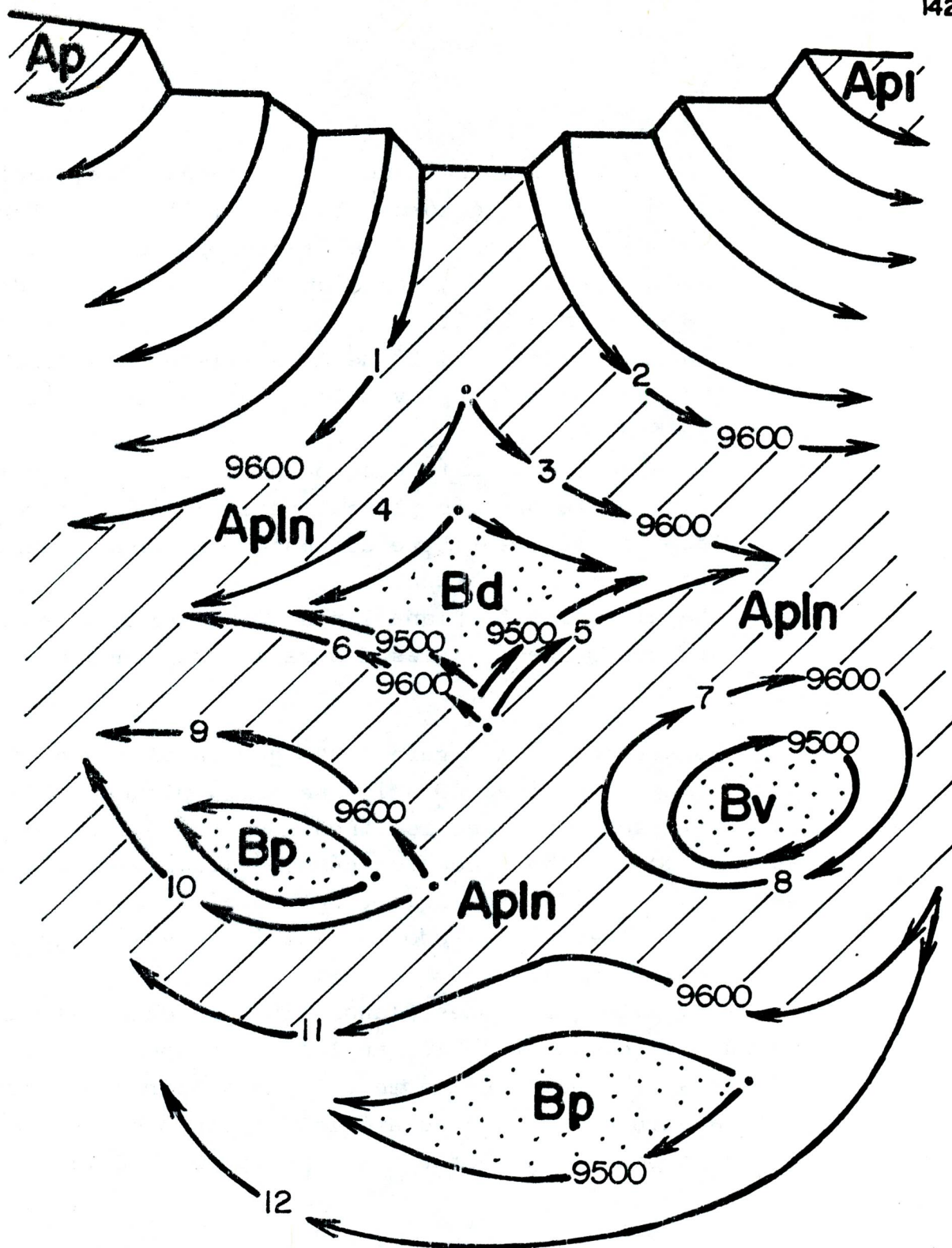


FIG. N° 2-24 b.-

Cuando una alta presión plana lineal de nivel se localiza entre dos altas presiones (como en la figura 2-24b)  $A_p$  y  $A_{p1}$ , pierde su condición de "alta" para convertirse en baja presión forzada, ya que su altura es menor que las dos altas presiones planas  $A_p$  y  $A_{p1}$ , pero cuando la alta presión plana lineal  $A_{pln}$  se aleja de  $A_p$  y de  $A_{p1}$  formando bajas presiones (hondonadas), tanto a la derecha como a la izquierda de su trayectoria recupera su condición de alta presión plana ya que su altura es mayor que las bajas presiones que puedan rodear.

Véanse figuras 2-7, 2-14, 2-18 y 2-19.

C A P I T U L O    I I ITEORIA DE LA CRESTA MOMENTANEA

De todos es conocido que la atmósfera no se ve y mucho menos la podemos agarrar, - pero la sentimos en nuestra piel: temperatura, humedad, viento. Es más a corta o larga distancia podemos olfatear una lluvia. Ahora bién, si analizamos detenidamente las variaciones de presión que a diario ocurren en la superficie y las variaciones de altura que - espontánea y mecánicamente ejecutan los diferentes niveles de presión constante que existen en la atmósfera, nos formaremos una idea clara y segura de como ésta dicha atmósfera ocupando espacios horizontales y verticales sobre el globo terrestre.

### TEORIA DE LA CRESTA MOMENTANEA

Ya hemos dicho que las altas presiones no son necesariamente circulares y que el viento dentro de ellas no sigue estrictamente el movimiento, a la derecha o la izquierda, de las manecillas del reloj. En la superficie existen altas presiones isobáricas o planas (Ap) y que en cualquier lugar, dentro de ellas se registra una mayor presión constituyendo así los lomos béricos (LB), e igualmente en la altura existen altas presiones planas (Ap) y que dentro de éstas llanadas atmosféricas se levantan los lomos atmosféricos, constituyendo así, las altas presiones verdaderas por definición, por ser aquellos la máxima elevación que puede alcanzar un nivel de presión cualquiera.

En la figura 3-1, podemos observar en la superficie una alta presión isobárica o alta presión plana (Ap) (área rayada) con un valor uniforme de 1.020 mbs. Puede observarse que la alta presión plana Ap, está limitada por dos isóbaras de 1.020 mbs y encierra puntos de igual valor, el viento diverge desde el punto 1 y cada isóbara limitante de 1.020 mbs sigue trayectorias diferentes para converger en el punto 1'. Dentro de Ap (área rayada) hay una zona que registra mayor presión que Ap y que está encerrada por dos isóbaras de 1.028 mbs - las cuales siguen el movimiento del viento, el cual diverge desde el punto inicial 2 y converge en el punto -

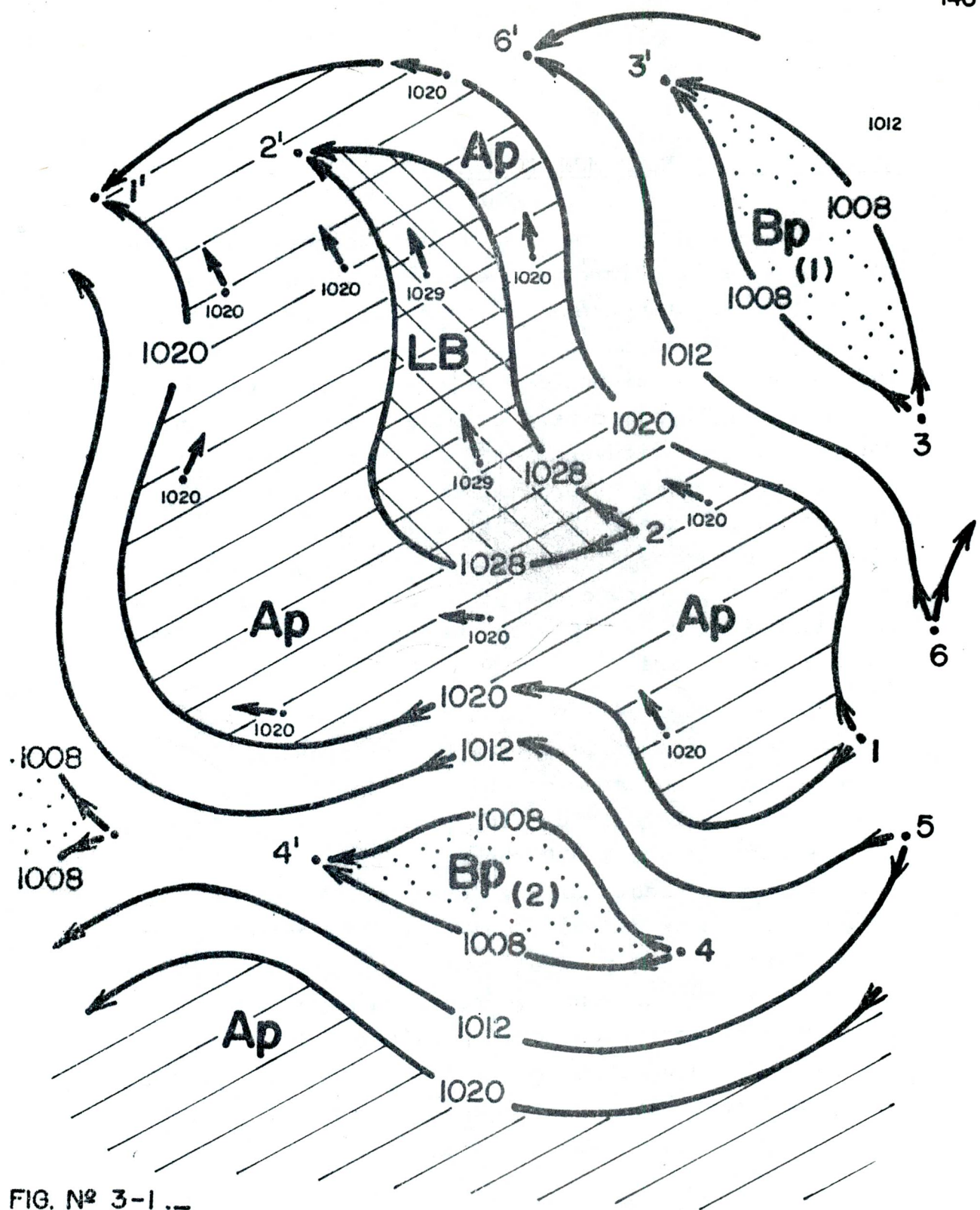


FIG. N° 3-1 ...

final 2', formando un lomo b́arico LB, el cual en su parte central es ligeramente abombado.

En la parte externa de Ap, en sus vecindades inmediatas, en su parte NE, existen dos isóbaras de 1012 mbs las cuales divergen en el punto inicial 6 y convergen en el punto final 6' y que a su vez encierran dos isóbaras inmediatas inferiores de 1.008 mbs, donde el viento diverge desde el punto inicial 3 y converge en el punto final 3', encerrando una área punteada llamada baja presión de un solo punto Bp (1), (hondonada atmosférica cerrada).

En la parte sur de Ap, localizamos dos isóbaras de 1.012 mbs las cuales divergen en el punto inicial 5, siguen rutas diferentes encerrando zonas de menor presión para luego converger en el punto 5', fuera del papel. Dentro de las dos isóbaras de 1.012 mbs se localiza una segunda baja presión de un solo punto Bp (2) (área punteada) donde el viento diverge en el punto inicial de hundimiento 4 y converge en el punto final de levantamiento 4' (hondonada atmosférica cerrada).

En la figura 3-2 podemos observar la misma configuración de la figura 3-1, pero ya no en la superficie, sino muy próximo a ella, como lo es el nivel de presión de 1.000 mbs. Puede notarse que la alta presión plana Ap (área rayada) existe y que está limitada por dos isolíneas de igual altura (140 mts) las cuales divergen en

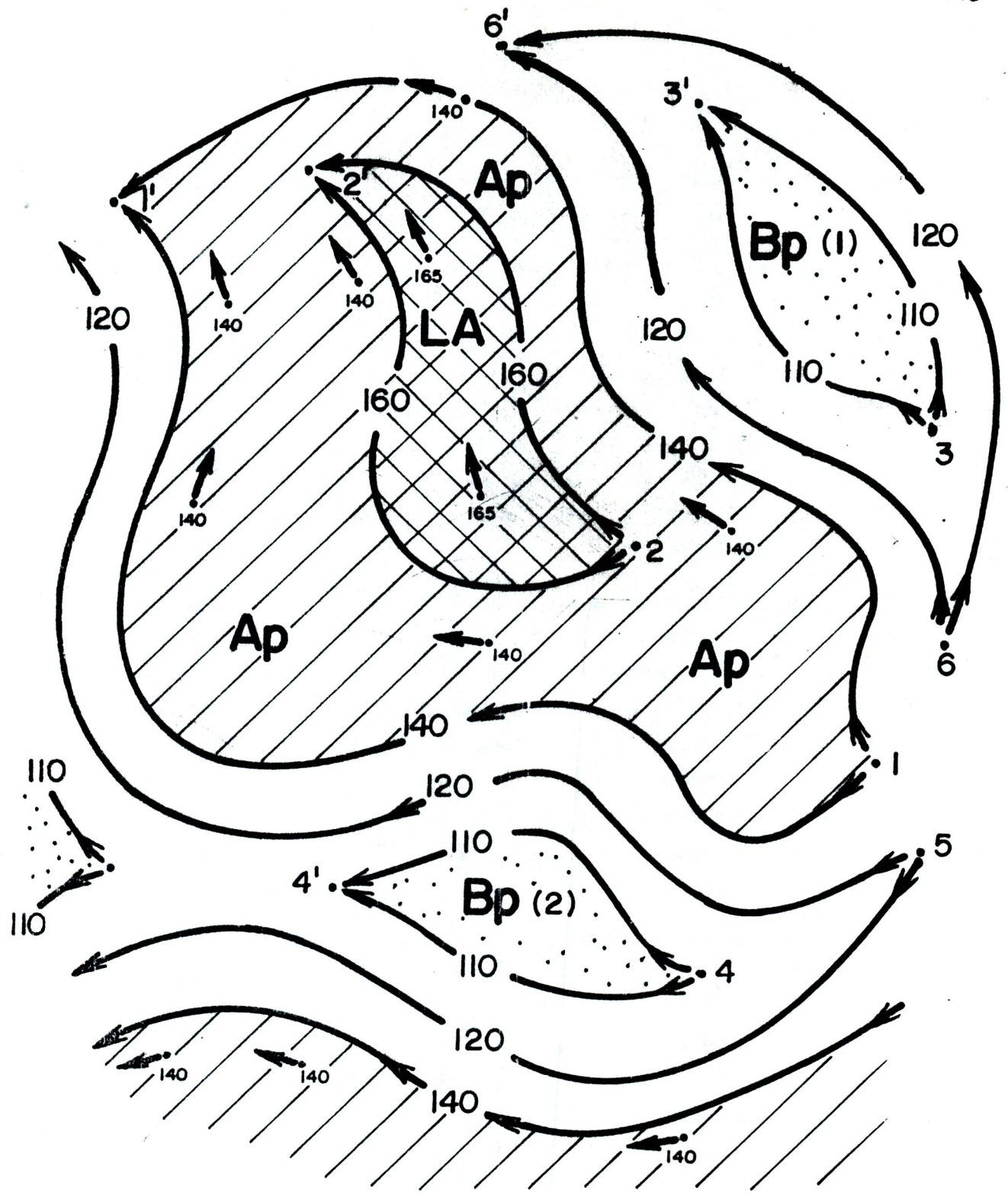


FIG. Nº 3-2 ...

su punto inicial de levantamiento 1 y convergen en su punto final de hundimiento 1'. Si caminamos en toda el área de Ap (rayado sencillo) encerrada por las dos iso líneas limitantes de 140 mts y la parte exterior del lomo atmosférico LA, limitado por dos isol líneas de 160 mts, encontraremos la misma altura de 140 mts. Eso nos lleva a pensar que hemos caminado en una zona horizontalmente plana. Luego la misma capa de presión de 1000 mbs se eleva dentro de la zona plana de Ap, constituyendo una zona de mayor elevación y que también está limitada por dos isol líneas de 160 mts las cuales divergen en el punto inicial de elevación 2 y convergen en el punto final de hundimiento 2', puede observarse también que en la parte central del lomo atmosférico LA, es ligeramente abombado (área de rayado doble).

Esta máxima elevación de los 1000 mbs representada por el lomo atmosférico LA, es una verdadera alta presión para aquel nivel de presión por tener una mayor altura que sus vecindades.

En la parte NE de Ap, se localizan dos isol líneas de 120 mts de altura, las cuales divergen en el punto inicial de hundimiento 6 y convergen en el punto final de levantamiento 6'. Estas dos isol líneas de 120 mts de altura encierran dos isol líneas de 110 mts de altura, formando una baja presión de un solo punto Bp (1) (área punteada), las cuales divergen en el punto inicial de hundimiento 3 y convergen en el punto final

de levantamiento 3'. En la parte sur de Ap, ocurre lo mismo la baja presión de un sólo punto Bp (2) (área punteada).

El lomo atmosférico LA, es como una montaña a érea que se ha levantado desde la meseta aérea representada por la alta presión plana Ap.

En la figura 3-3 observaremos una porción del nivel de presión de 1.000 mbs cuya configuración se proyecta verticalmente en el plano horizontal papel. Toda el área rayada es una alta presión plana Ap, cuya isolínea limitante y su zona interna tienen una altura uniforme de 140 mts, mientras que otra isolínea externa y próxima de 110 mts indica que el nivel de presión de 1.000 mbs ha descendido formando un desnivel de altura igual a 30 mts y por lo tanto un ángulo de inclinación. La zona punteada pertenece al mismo nivel de presión de 1.000 mbs cuyas alturas son inferiores a 110 mts, representando hundimientos H más profundos. La alta presión plana Ap, se desplaza horizontalmente según la flecha F, entonces la inclinación que se forma por diferencia de altura entre la isolínea de 110 mts y la isolínea de 140 mts viene a ser la verdadera cara delantera de Ap. Cuanto más cerca se encuentren en la proyección vertical (en el plano horizontal papel) las isolíneas de 110 y 140 mts, el ángulo que se forma entre ellas es mayor y cuanto más lejos se hallen en la proyección vertical el ángulo de

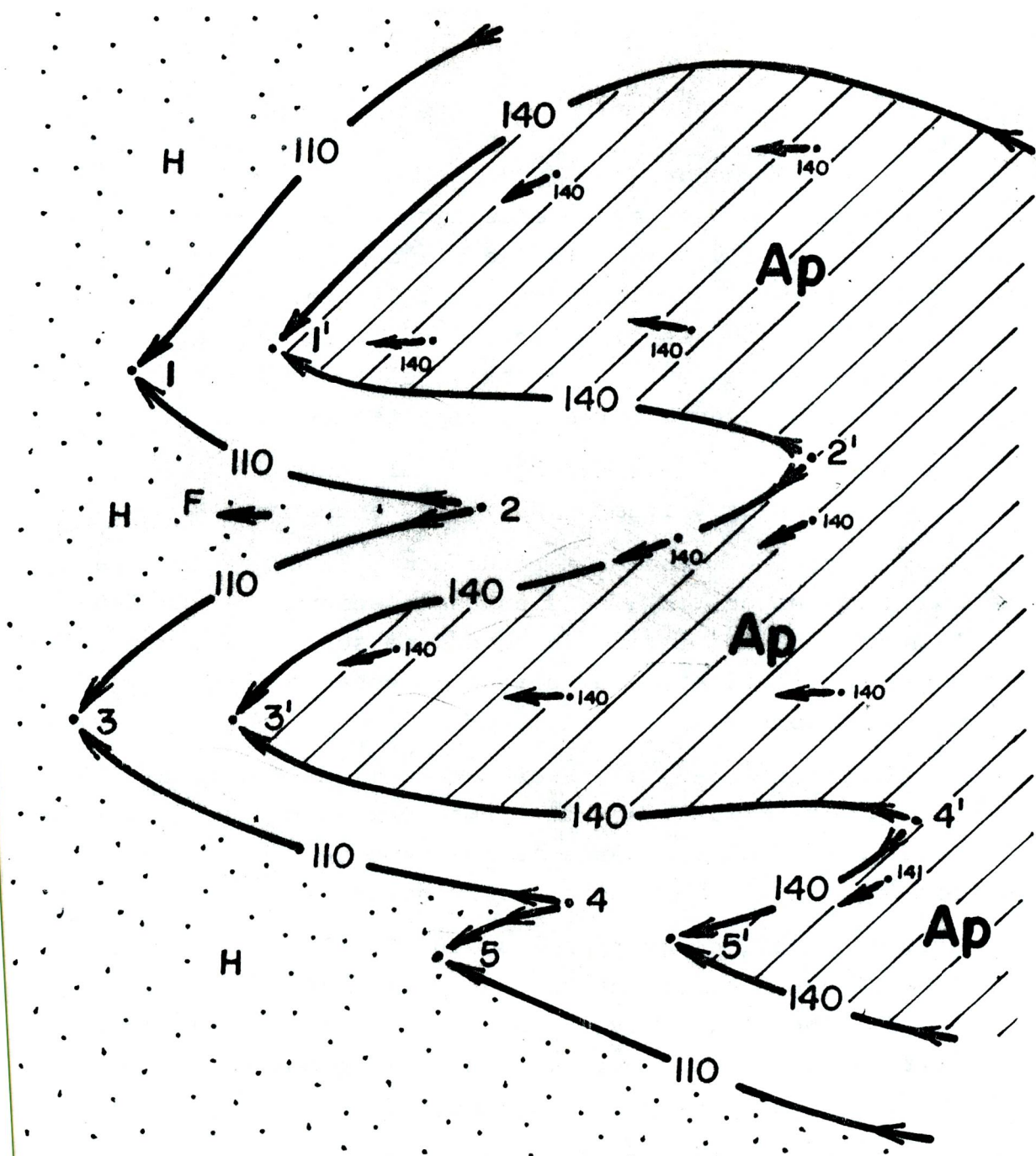


FIG. N° 3-3.\_

inclinación es menor.

Obsérvese que en la parte delantera de Ap, hay espacios de entrantes y salientes que tienen puntos divergentes y convergentes esos entrantes y salientes es lo que se conoce como encajes atmosféricos (EA). El saliente 1-1' es convergente. El punto 1 es bajo, el punto 1' es alto, igual pasa con los salientes convergentes 3-3', 5-5'.

El entrante 2-2' es divergente. El punto 2 es bajo, el punto 2' es alto, igual pasa con el entrante 4-4'.

En la zona punteada y marcada con H es donde la capa de los 1000 mbs continúa hundiéndose, haciendo más profunda la hondonada. Este tipo de hondonada se conoce como hondonada tropical abierta, porque es espacio aéreo que tiene que recorrer Ap, es ilimitado.

En la figura 3-4, observaremos la misma figura 3-3, pero en perspectiva y en esta forma como el pronosticador tropical o de cualquier área terrestre debe "ver mentalmente" la atmósfera extendida sobre nosotros.

Si en el día de ayer, a las 1200 Z, el nivel de presión de 1000 mbs tenía una altura de 110 mts sobre la estación de sondeo E, y hoy, 24 horas después (1200Z) tiene una altura de 140 mts sobre la misma estación, entonces los 1000 mbs han dado un salto atmosférico de 30 mts.

$$Sa = 140 \text{ mts (hoy)} - 110 \text{ mts (ayer)}$$

Este salto atmosférico de 30 metros es muy significativo y puede causar desastres sociales.

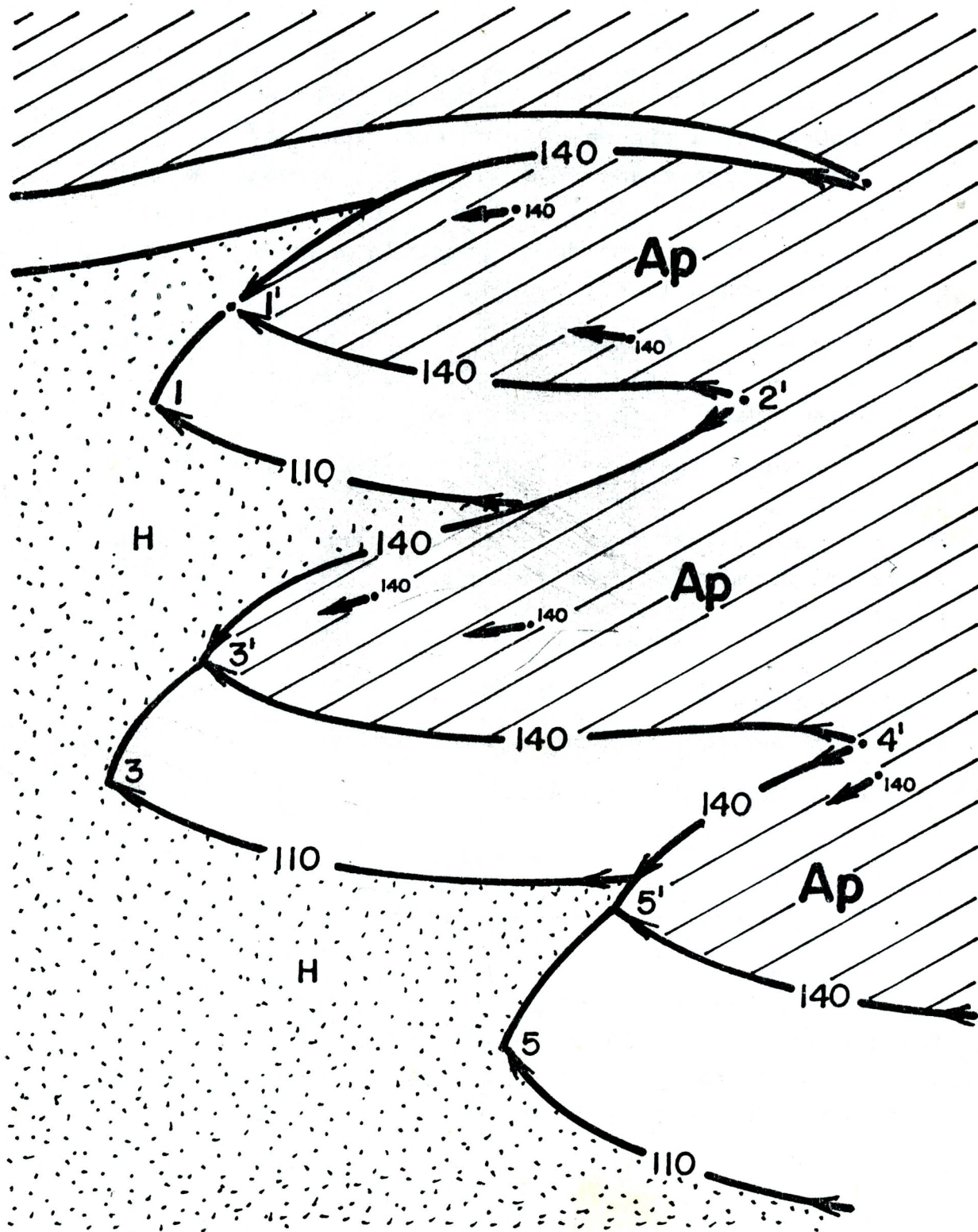


FIG. N° 3-4...

LOS PLANOS LATERALES DE UNA ALTA PRESION PLANA  $A_p$ , SON INCLINADOS: en la figura 3-5, podemos apreciar en su parte a) el corte transverso de una alta presión plana  $A_p$ , correspondiente a los 1000 hpa (puede ser otro nivel de presión) y su moldeada posición y su recorrido en 24 horas sobre la estación E.

Ya hemos dicho que la cima o parte superior de una alta presión es completamente plana u horizontal, de allí su nombre de alta presión plana  $A_p$ .

Obsérvenos que a lo largo del nivel de presión de 1000 hpa hay cinco puntos diferentes que son: P1, P2, P3, P4, P5, los cuales, en conjunto no definen una sola tangente trigonométrica, por tener tres (3) posiciones diferentes:

desde P1 hasta P2

desde P2 hasta P3

y desde P3 hasta P4 siguiendo a lo largo de P5.

La tangente trigonométrica entre la distancia P1-P2 es igual a:

$$\text{Tg} \quad (P1-P2) = \frac{Y}{(P1-P2)} = \frac{Y}{X} = \frac{0}{X} = 0$$

Lo que indica que el plano que pasa por el corte transverso de los 1000 hpa P1-P2 es un plano horizontal, en este caso, toda la superficie terrestre bajo este plano no tiene la misma presión.

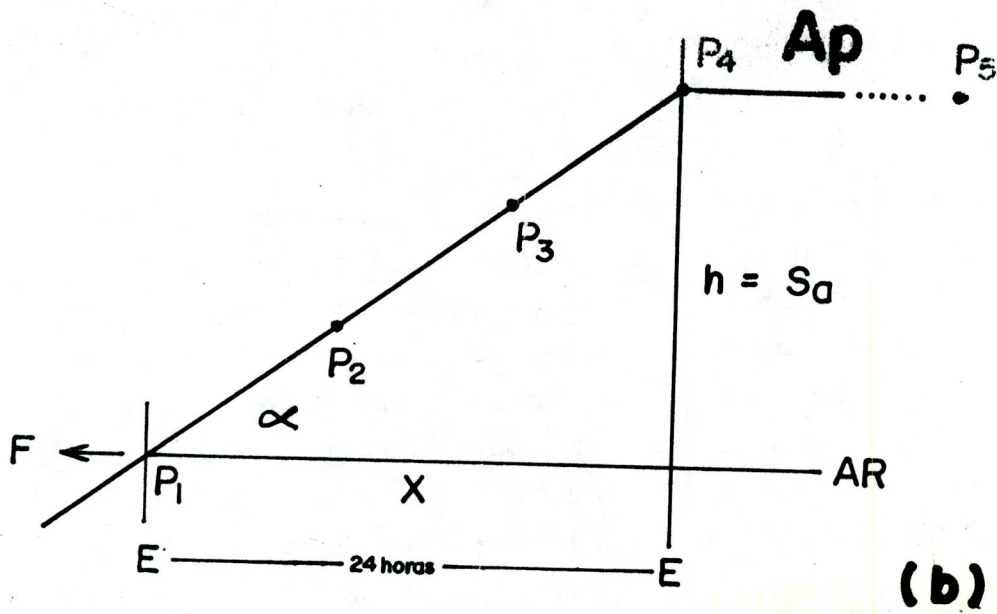
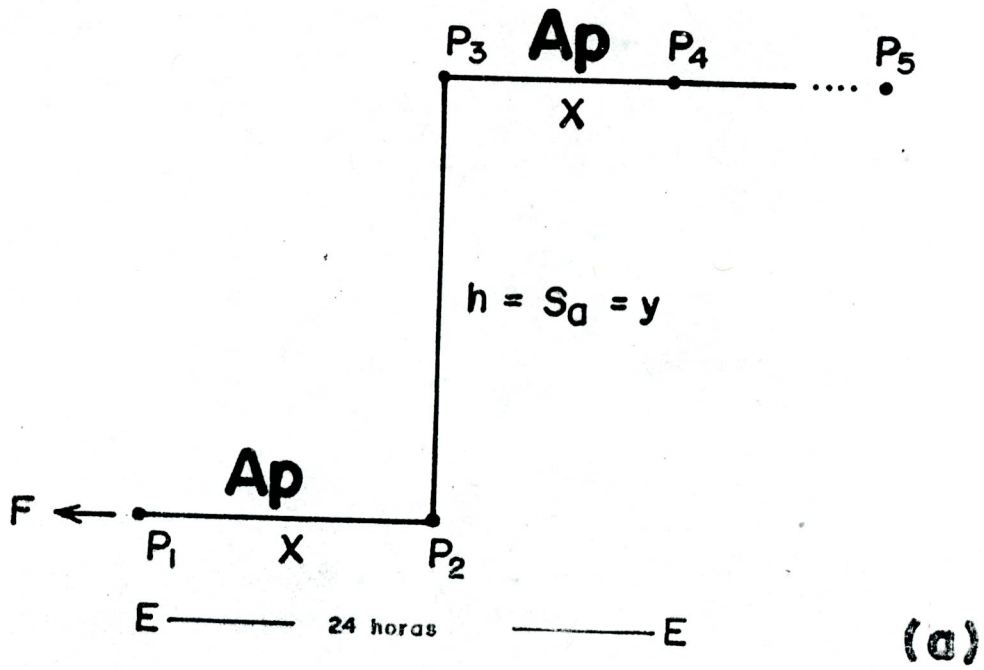


FIG. Nº 3-5...

La tangente trigonométrica entre la distancia P1-P3 es igual a:

$$\text{Tg} \quad (P2-P3) = \frac{(P2-P3)}{X} = \frac{h}{X} = \frac{Sa}{X} = \frac{Y}{X} = \frac{Y}{0} =$$

pero  $X = 0$ , luego tenemos que:

$\frac{Sa}{0} = \infty$ , lo que indica que el plano lateral de la alta presión plana  $A_p$ , del nivel de 1000 hpa es un plano perpendicular y no tiene una tangente real y la atmósfera - por ser un cuerpo gaseoso no admite perpendicularidad y además cuando el punto P2 pase sobre la estación E, también, pasaría el punto P3 y la presión subiría instantáneamente en la superficie de E y para los análisis del nivel de presión de 1000 hpa, los puntos P2 y P3 estarían confundidos en un solo punto común. (en la realidad esto no sucede).

En la parte b) de la figura 3-5 observaremos el corte transversal de una alta presión plana  $A_p$ , hecho por un plano vertical HP. La alta presión plana  $A_p$ , desde P4..P5 ... puede notarse que 24 horas antes del nivel de presión de 1000 hpa (o cualquier otro) tenía sobre la estación E, una altura P1 y a través del tiempo va ascendiendo gradualmente con los puntos P2, P3, hasta P4. A medida que el nivel de presión de 1000 mbs y el conjunto de 850 y 700 mbs

ascienden, ocasionan aumento de presión en la superficie de la estación E.

La posición oblicua o inclinada del nivel de presión de 1000 hpa a través de los puntos P1, P2, P3, P4...P5 se obliga la existencia de una tangente trigonométrica en 24 horas. Puede observarse también que entre el punto P1 y P4 hay una notable diferencia de altura igual  $P4 - P1$ , igual también a  $h = S_a$ . Esta diferencia de altura en 24 horas es conocida como salto atmosférico  $S_a$ .

Hemos usado las palabras "planos laterales" para señalar las zonas laterales de una alta presión plana  $A_p$ , pero la palabra plano se usó solamente con el sentido didáctico porque las zonas laterales de una alta presión plana  $A_p$ , - cualquiera no son planas, ellas son curvas y a pesar de que su parte superior salen desde el mismo borde de  $A_p$ , en su parte inferior delantera el ángulo de inclinación  $\alpha$  puede variar de un punto a otro. Igualmente pasa con la parte posterior de  $A_p$ . Ahora cambiaremos la palabra plano por cara.

Observemos la figura 3-5A. La alta presión plana lineal  $A_p$ , la cual tiene dirección F, en perspectiva, donde la cara delantera de  $A_p$ , tiene en su borde superior los puntos A,B,C,D y sus puntos homólogos A',B',C',D' en la hondonada abierta H1, forman ángulos  $\alpha$  diferentes.

En la cara posterior de  $A_p$ , en su borde superior tiene los puntos E,F y sus puntos homólogos E',F' en la hondonada abierta H2, forman ángulos  $\beta$  diferentes.

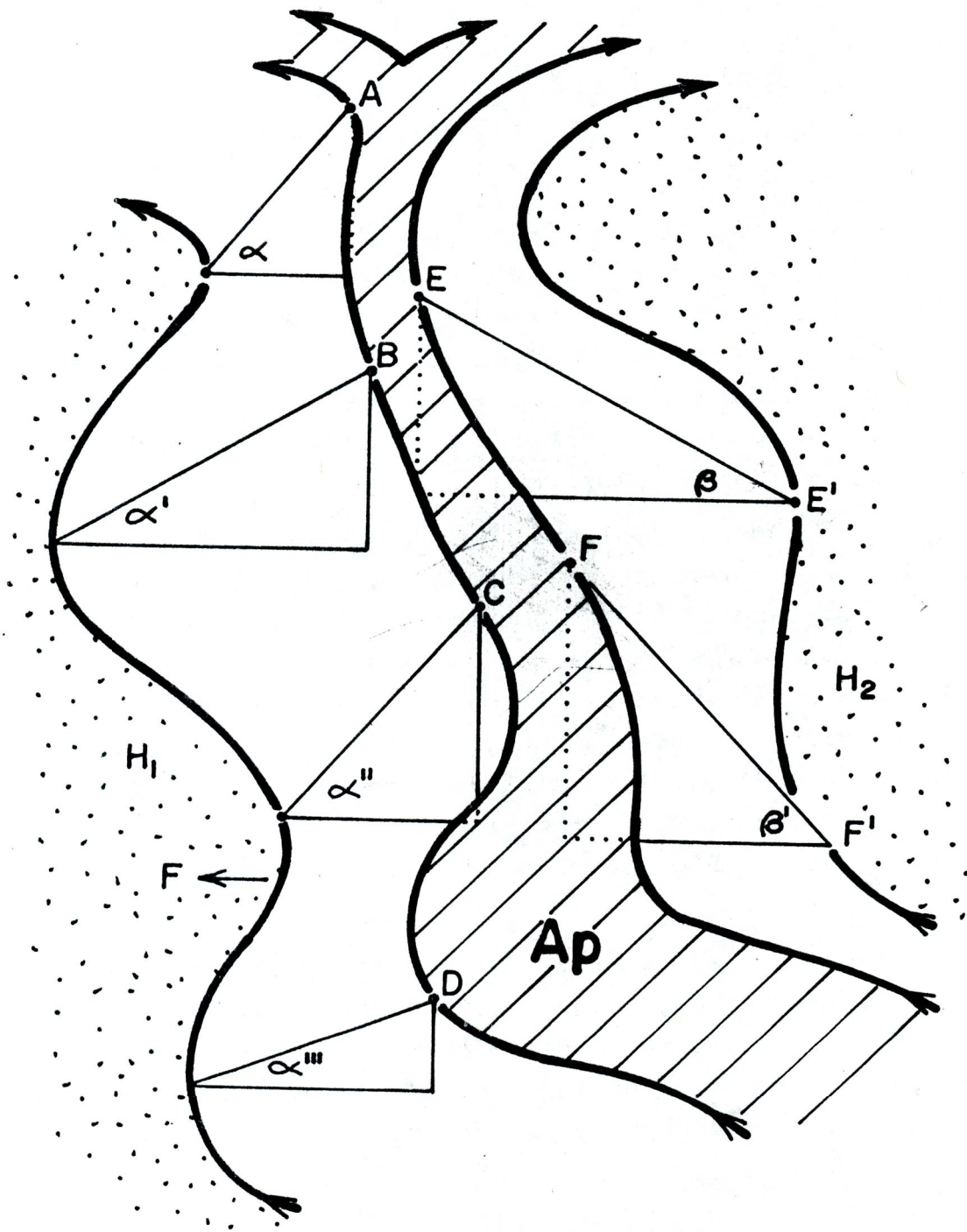


FIG. N° 3-5-A ..

SALTO ATMOSFERICO: ( $S_a$ ) es la variación de altura (levantamiento o hundimiento) de un nivel de presión cualquiera registrado sobre una estación de sondeo E, en un período de 24 horas.

$$S_a = h_t - h_t(24)$$

Siendo:

$h_t$ : altura de un nivel de presión cualquiera en el radio sondeo presente. (último sondeo).

$h_t(24)$ : altura del mismo nivel de presión cualquiera en las pasadas 24 horas. (pasado radiosondeo).

Ejemplo:

Si un día 3 de un mes cualquiera el nivel de presión de los 1000 mbs tenía 100 mts de altura sobre la estación de sondeo E y después el día 4 de ese mismo mes el mismo nivel de presión tiene (sondeo presente) 130 mts sobre la misma estación E, entonces el salto atmosférico:

$$S_a = 130 \text{ mts} - 100 \text{ mts} = 30 \text{ mts.}$$

$S_a$  es positivo, es decir el nivel de presión de los 1000 hpa se levantó 30 mts sobre la estación E en 24 horas. Pero si el día 4 de un mes cualquiera el nivel de presión de los 1000 hpa tenía 130 mts sobre la estación E (sondeo pasado) el día 5 tiene 90 mts el salto atmosférico  $S_a$  es:

$$S_a = h_t - h_t(24)$$

$$S_a = 90 \text{ mts} - 130 \text{ mts} = - 40 \text{ mts}$$

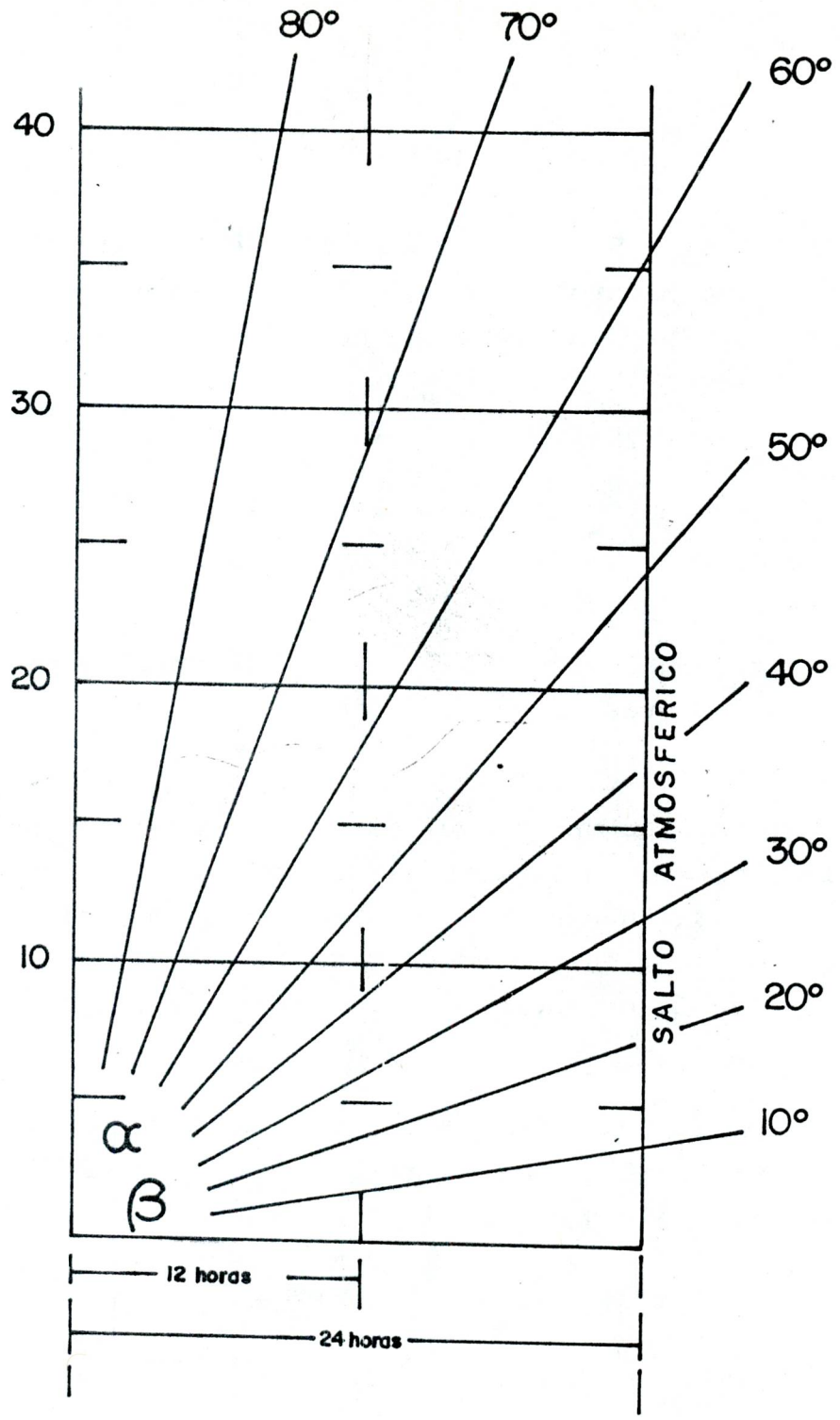


FIG. Nº 3-6 ...

Sa es negativo, es decir el nivel de presión de 1000 hpa se hundió 40 mts sobre la estación de sondeo E.

#### EL SALTO ATMOSFERICO Y EL ANGULO $\alpha$ Y $\beta$ . Figura 3-6

Cuando una alta presión plana empieza a pasar sobre una estación de sondeo E, lo hace con sus planos laterales inclinados y ésto se pone en evidencia con la subida de altura en 24 horas del nivel de presión de los 1000 hpa (y los 850 y 700 mbs) y las alzadas de presión en la superficie.

Obtenido el salto atmosférico Sa, en 24 horas sobre una estación de sondeo E, su longitud verdadera es colocada verticalmente de tal manera que su punto inferior coincida con la parte derecha e inferior de la figura 3-6 marcada con las palabras salto atmosférico (Sa) y su punto superior nos dará el ángulo de inclinación ( $\alpha$ ), con él, se viene moviendo la alta presión plana Ap.

El ángulo  $\alpha$  mide la inclinación delantera con la cual se mueve una alta presión plana Ap sobre una estación de sondeo E. El mismo proceso se realiza para obtener el ángulo  $\beta$ .

El ángulo  $\beta$ , mide la inclinación posterior con la cual se mueve una alta presión plana Ap sobre una estación E.

El ángulo  $\alpha$ , mide la inclinación de entrada y  $\beta$  mide la inclinación de salida.

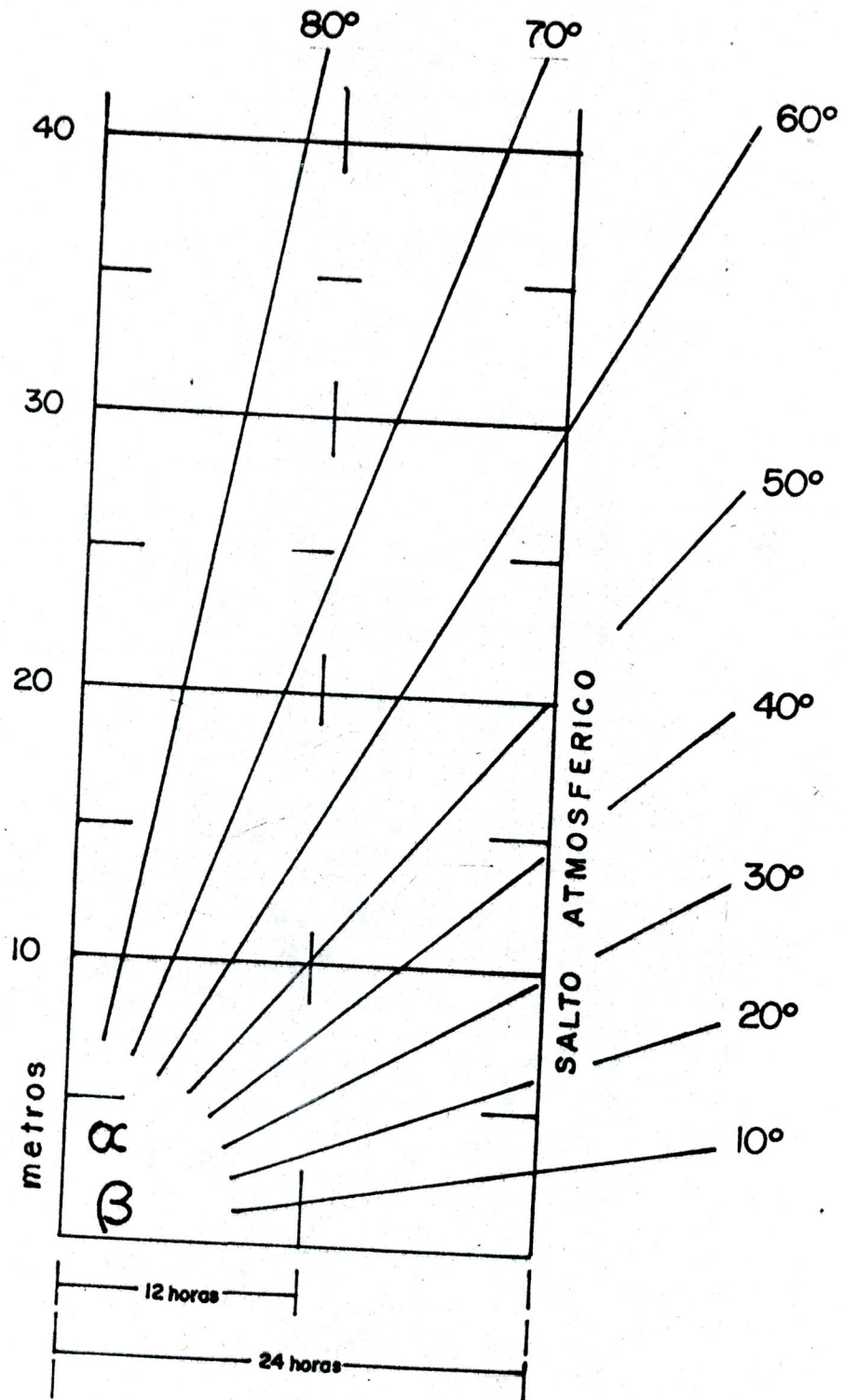


FIG. Nº 3-7.-

La figura 3-7 es una tabla espacial e igual a la figura 3-6 pero se usa solamente para hacer pronóstico para Caracas, usando los saltos atmosféricos ( $S_a$ ) de los radiosondeos de la isla de Curazao.

PLANO ATMOSFERICO VERTICAL HP. Figura 3-8: es un plano perpendicular al plano horizontal tierra y que pasando por la estación de sondeo E, corta en forma transversa a cualquier baja o alta presión que se aproxime a ella.

En la parte inferior de la figura 3-8 podemos detallar el corte transverso de la alta presión plana  $A_p$ , hecho por el plano vertical HP. Obsérvese en perspectiva la alta presión plana  $A_p$  (área rayada) y su respectivo hundimiento representado por una baja presión verdadera  $B_v$  (área punteada). Si suponemos que la alta presión plana  $A_p$ , sigue la dirección F, entonces la cara delantera de  $A_p$ , está representada por el corte transverso 1-2 y con su inclinación  $\alpha$ , el corte plano de  $A_p$ , está representado por la distancia 2-3. La cara posterior de  $A_p$ , está representada por el corte 3-4 y su inclinación  $\beta$ .

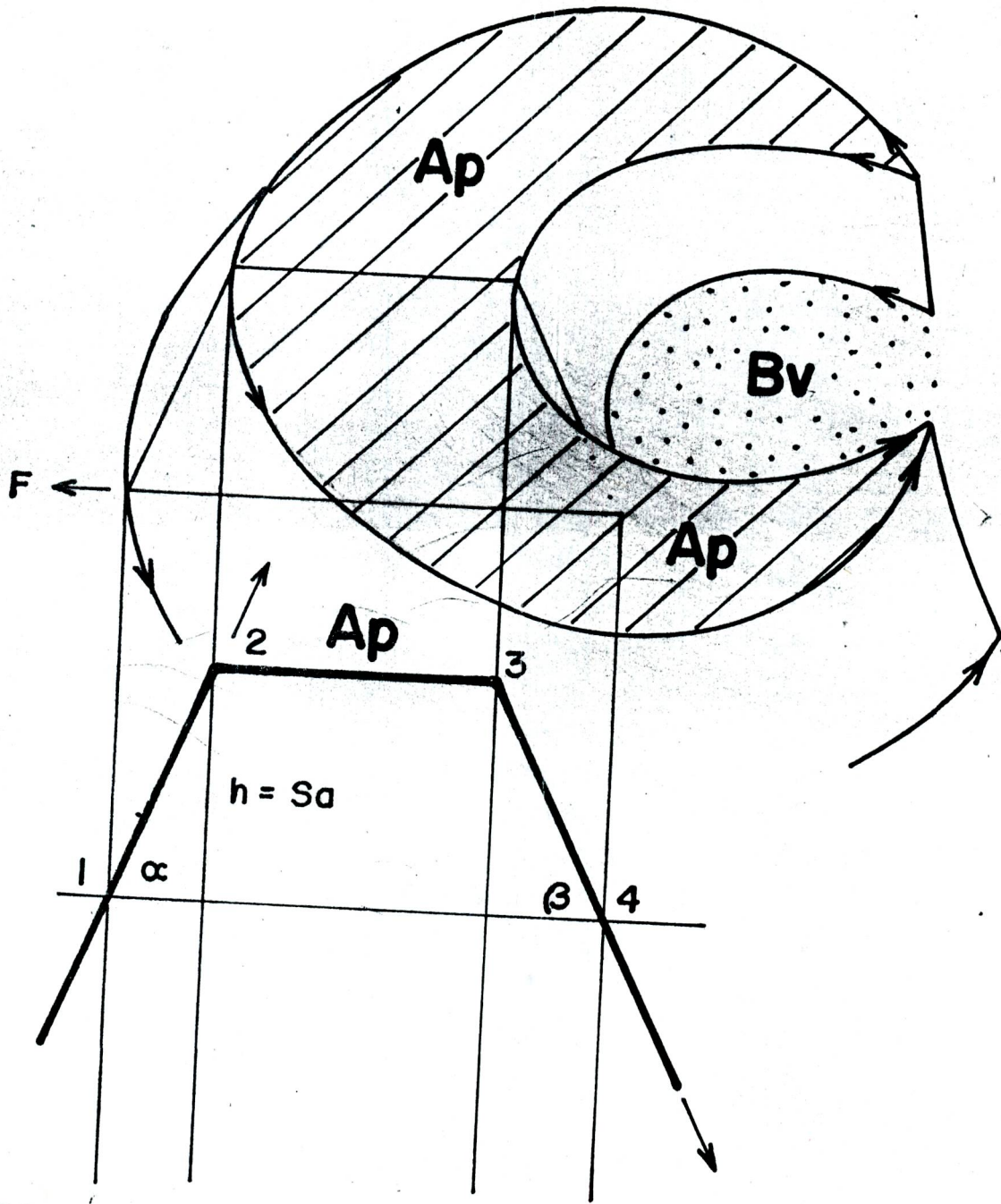


FIG. № 3-8 ...

TEORIA DE LA CRESTA MOMENTANEA EN EL BORDE SUPERIOR Y DELANTERO DE UNA ALTA PRESION PLANA Ap.

Las altas presiones planas cuando se desplazan horizontalmente en la superficie y en la altura, lo hacen con sus caras laterales inclinadas, en forma de plato sopero colocado boca abajo deslizando sobre una mesa.

La cara delantera de una alta presión plana Ap, cualquiera, se mueve originalmente con un ángulo de inclinación  $\alpha$  con respecto al plano horizontal tierra y mientras avanza en la dirección neta del espacio aéreo por recorrer dicho ángulo  $\alpha$  se aproxima a los noventa grados ( $90^\circ$ ), y en el borde superior delantero de la alta presión plana - Ap se va formando un abultamiento espontáneo, dentro del cual, en sus componentes horizontales encontraremos el tiempo de comienzo ( $T_e$ ) y el tiempo de duración ( $T_d$ ) de las lluvias. Este abultamiento espontáneo se conoce como Cresta Momentánea.

DEFINICION DE CRESTA MOMENTANEA

Es el crecimiento vertical de altura complementaria  $h_1$ , cuando el nivel de presión de los 1000 mbs se ha levantado por encima del salto atmosférico  $S_a$  (1200Z), necesaria para producir sobre un punto fijo P en tierra y fuera de la superficie E, una presión máxima a las 1200Z  $PP$  (máx 1200Z), supuesta y también fuera del área E. Luego por rotación de la cara delantera de Ap, sobre un eje que

pasa por  $S_a$ , el ángulo agudo  $\alpha$  crece desde  $\alpha$  hasta su abertura máxima de ochenta grados ( $80^\circ$ ) y el punto C (de F) pasa a ocupar una máxima elevación en el punto C' donde  $h_l$  alcanza su mayor elevación, convirtiéndose de  $h_l'$  para producir dentro del área E una presión máxima - PP (máx te) en un tiempo de espera (te) determinado, en el momento preciso en que empiezan las lluvias.

La teoría de la cresta momentánea supone que por ser tan violento el reventamiento de los 1000 mbs éstos no llegan a alcanzar su máxima elevación  $h_l'$  y por tal motivo no se registra en la superficie de E la presión máxima PP (máx te), aunque el tiempo de espera (te) coincide con la caída de lluvias.

La existencia de la cresta momentánea (o elevación de los 1000 mbs y demás niveles de presión sobre él) es debido a:

- 1.- Subida gradual y continua de la presión en la superficie de E, después de los 1200Z: desde PP (1200Z) hasta PP (máx te).
- 2.- Después de ocurridas las lluvias en un tiempo de duración (td) los 1000 mbs vuelven a ocupar la misma altura  $S_a$  (1200Z) que tenía a las 1200Z y producir la misma presión PP(1200Z) en la superficie E; después de un tiempo te.

#### MOVIMIENTO DE LA CARA DELANTERA DE UNA ALTA PRESION PLANA

Ap.

En la figura 3-9 detallaremos el corte transverso de una alta presión plana Ap, hecho por un plano vertical HP en la estación de sondeo E. El movimiento de la cara delantera f de Ap, se mueve desde una posición inclinada  $\alpha$  y que contiene los puntos b, Sa, C donde Ap sigue la dirección F, después de las 1200Z f, continúa moviéndose buscando la posición perpendicular en f'' y que contiene, los puntos C'', Sa, b'', pero la teoría de la Cresta Momentánea sostiene que por ser la atmósfera un cuerpo gaseoso no soporta la perpendicularidad y que es a los ochenta grados ( $80^\circ$ ) cuando el nivel de 1000 mbs (y demás niveles de presión por encima de él) alcanza su máxima elevación en h1'.

La Cresta Momentánea está constituida por tres triángulos rectángulos que son:

1) Primer Triángulo Rectángulo  $\alpha_1$ :

Se forma debajo del salto atmosférico (Sa), entre la cima  $\alpha$  y la altura reinante de Ap. Conocido Sa, se conoce también el ángulo de inclinación  $\alpha$ .

Sa es cateto opuesto a  $\alpha$ . (figura 3-9)

$$\text{Sen } \alpha = \frac{\text{Sa (metros)}}{\text{H (metros)}} ; \quad \text{H} = \frac{\text{Sa (metros)}}{\text{Sen } \alpha}$$

H: es la longitud en metros de la hipotenusa del triángulo rectángulo  $\alpha_1$ .

X: es la longitud del cateto adyacente a  $\alpha$ , tiene la dirección exacta de Ap y es igual a:

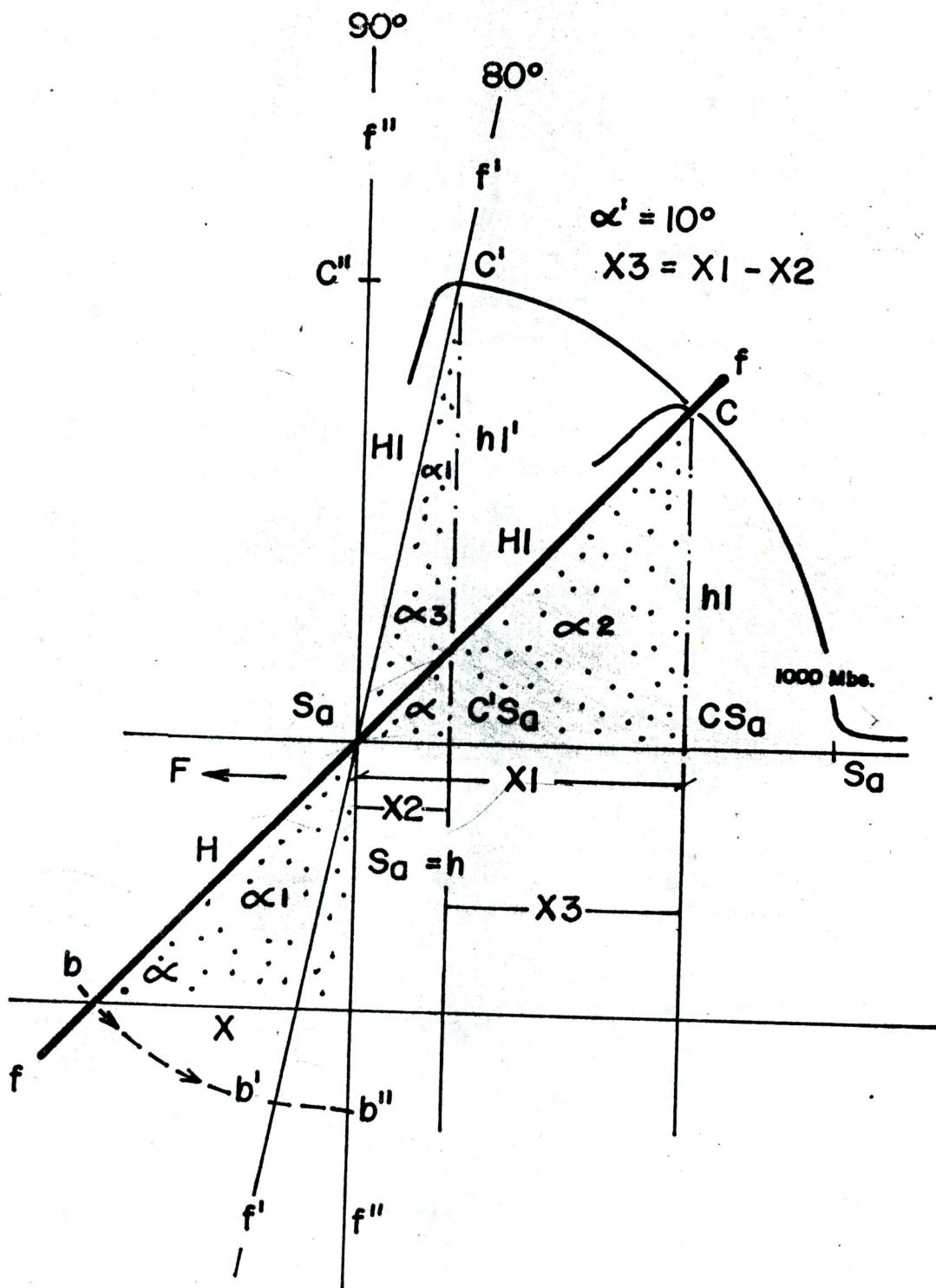


FIG. N° 3-9...

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{S_a \text{ (metros)}}{X \text{ (metros)}} ; \quad X = \frac{S_a \text{ (metros)}}{\operatorname{tg} \alpha}$$

X: no interesa por los momentos.

#### Velocidad Inicial de Ap Sobre E

A las 1200Z, justo en el momento del salto atmosférico  $S_a$ :

$$V_1 = \frac{H \text{ (metros)}}{24 \text{ horas}}$$

Aceleración de Ap:

a: es la aceleración adquirida por Ap a las 1200Z y es igual a:

$$(V_1)^2 = 2aH ; \quad a = \frac{(V_1)^2}{2.H} = m/h^2 ; \quad a = m/h^2$$

AR: altura reinante, es una horizontal que pasa por el punto de altura que ayer tenía el nivel de presión de 1000 mbs sobre la estación E.

Cima  $\alpha$  : es una horizontal trazada por el punto  $S_a$ , y se supone la parte superior y plana de Ap.

NOTA: X es el cateto adyacente a  $\alpha$  y tiene la dirección exacta con que se mueve Ap, pero solamente la porción H de la cara inclinada y delantera de Ap, nos dará una velocidad inicial

(V1) exacta y variaciones positivas de la presión en la superficie de E.

Segundo Triángulo Rectángulo  $\alpha$  2: (figura 3-9)

Este triángulo se forma por encima de la horizontal cima  $\alpha$ . Si después del salto atmosférico a las 1200Z, la presión continúa creciendo en la superficie de E, esto hace suponer que el nivel de 1000 mbs, ha continuado levantándose aún más hasta el extremo de causar una máxima presión PP(máx te) después de un tiempo de espera (te) determinado después de las 1200Z.

El segundo triángulo  $\alpha$  2, viene a representar la Cresta Momentánea.

Toda la cara f de Ap, tiene una sola inclinación y la altura complementaria h1, supuesta fuera de la superficie de E daría una presión PP(máx 1200) en un punto P, también supuesta fuera del área de E, h1 en mbs es igual a la diferencia de presión PP(máx 1200Z) y la presión PP(1200Z) de las 1200Z en el momento del salto atmosférico (Sa).

$$h1 = dpp = PP(\text{máx } 1200Z) - PP(1200Z)$$

Se llevan a metros si consideramos que por 60 metros hay 8 milibares.

Conocidos  $\alpha$  y h1 (en metros) tenemos:

$$\text{Sen } \alpha = \frac{h1 \text{ (metros)}}{H1 \text{ (metros)}} ; H1 = \frac{h1 \text{ (metros)}}{\text{Sen } \alpha}$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h_1 \text{ (metros)}}{X_1}; \quad X_1 = \frac{h_1 \text{ (metros)}}{\operatorname{tg} \alpha}$$

En la misma figura 3-9 observaremos el tercer triángulo rectángulo  $\alpha_3$ , el cual tiene un ángulo  $\alpha'$  igual a  $10^\circ$  y también conocemos la longitud de  $H_1$  y tenemos:

$$\operatorname{Sen} \alpha' = \frac{X_2}{H_1}; \quad X_2 = \frac{(\operatorname{Sen} \alpha') (H_1)}{(\operatorname{Sen} 10^\circ) (H_1)}$$

$$\text{Ahora: } X_1 = X_2 + X_3, \quad X_3 = X_1 - X_2$$

$X_3$  = distancia  $CS_a - C'S_a$  y es recorrida por el mismo tiempo que tarda  $C$  en llegar a  $C'$ :

TIEMPO DE ESPERA DE LLUVIAS ( $t_e$ ):

$$X_3 = (V_1) (t_e) + 1/2 a (t_e)^2$$

de donde:

$V_1$ : velocidad inicial de  $A_p$

$a$ : aceleración de  $A_p$ , calculadas ambas en el primer triángulo  $\alpha_1$ .

En el punto  $C'$ ,  $h_1'$  alcanza su mayor elevación (a los  $80^\circ$ ) justo en el momento de comenzar las lluvias.

DURACION DE LAS LLUVIAS ( $t_d$ ):

El rompimiento del nivel de 1000 mbs al llegar a  $C'$ ,

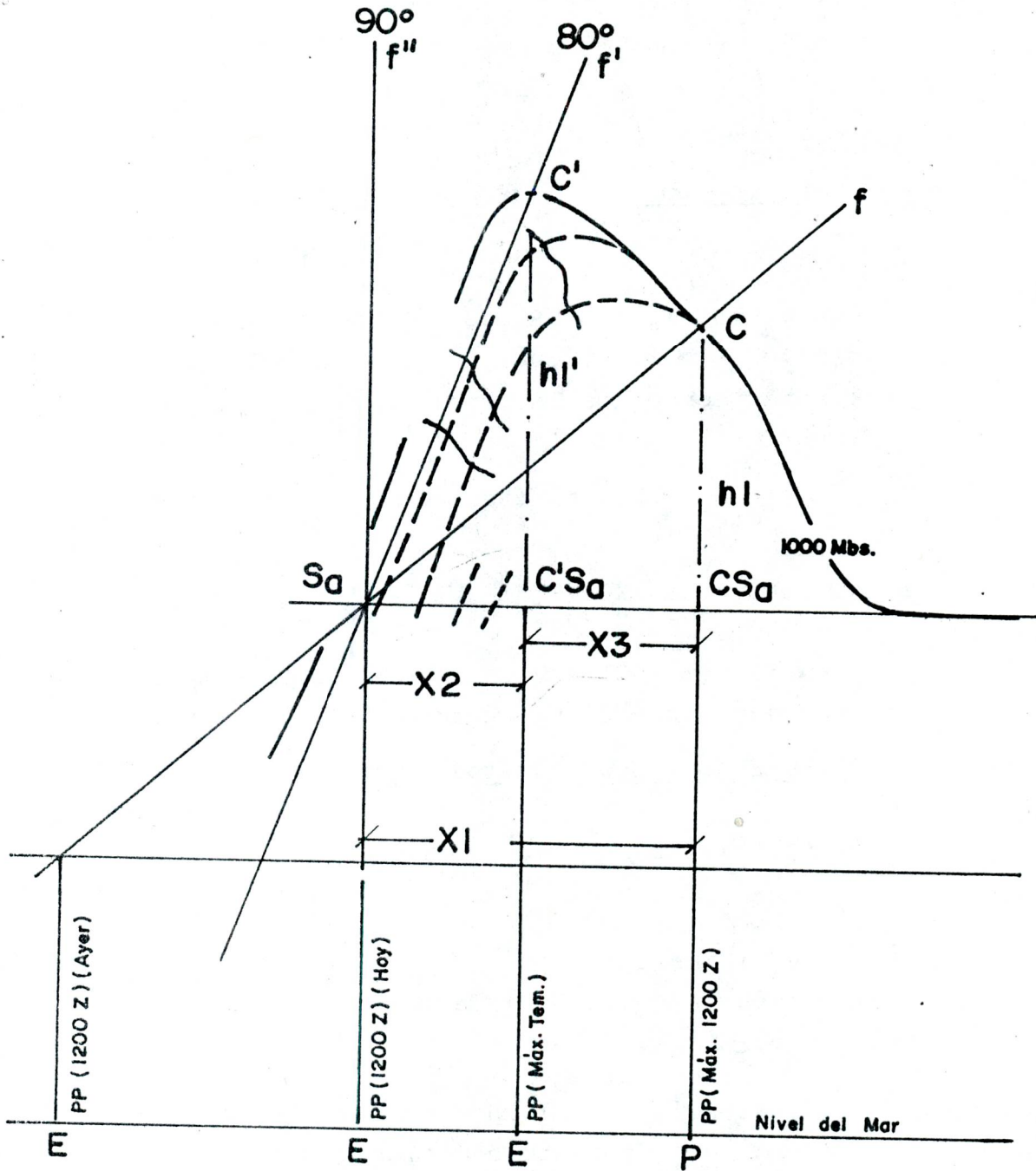


FIG. Nº 3-10 ..

es tan violento que no se sabe en que lugar exacto de X2 se encuentra dicho nivel de presión y por tal motivo tendremos siempre dos tiempos de duración:

a) un tiempo máximo:  $td(\text{máx})$  y

b) un tiempo mínimo:  $td(\text{mín})$ .

a) Tiempo Máximo de Duración:  $td(\text{máx})$

$X2 = VT (td)$ , pero VT: velocidad total es igual a:

$$VT = V1 + a (td)$$

$$X2 = [V1 + a (td)] (td)$$

$$X2 = V1 (td) + a (td)^2.$$

$td (\text{máx})$  es el tiempo máximo que tarda C'Sa en llegar a Sa (igual X2).

#### TIEMPO MINIMO DE DURACION DE LAS LLUVIAS $td (\text{mín})$ :

El tiempo mínimo es igual al tiempo de espera (te) dividido entre cuatro (4).

$td (\text{mín}) = \frac{te}{4}$ , este tiempo es muy exacto para hacer pronósticos de tiempo atmosférico.

#### CANTIDAD DE AGUA PRECIPITADA EN EL TIEMPO DE DURACION $td$ :

Es la suma total del salto atmosférico Sa, dividido entre dos multiplicado por la humedad relativa, multiplicado por la constante 0,001020 de cada nivel de presión

fijo que se encuentre entre el punto efectivo (PE) y la superficie de una alta estación E.

$$\frac{Sa (1000)}{2} \cdot hr (1000) \cdot (0,001020) = \dots\dots\dots$$

$$\frac{Sa (850)}{2} \cdot hr (850) \cdot (0,001020) = \dots\dots\dots$$

$$\frac{Sa (700)}{2} \cdot hr (700) \cdot (0,001020) = \dots\dots\dots$$

$$\frac{Sa (500)}{2} \cdot hr (500) \cdot (0,001020) = \dots\dots\dots$$

$$\frac{Sa (400)}{2} \cdot hr (400) \cdot (0,001020) = \dots\dots\dots$$

$$\frac{Sa (300)}{2} \cdot hr (300) \cdot (0,001020) = \dots\dots\dots$$

hr: humedad relativa (sin porcentaje) \_\_\_\_\_

cantidad de precipitación

(en metros)

$$hr = \frac{W1}{W2} = \frac{\text{humedad específica del punto de rocío}}{\text{humedad específica del punto de temperatura}}$$

0,001020: constante tomada de la ecuación de cantidad de agua precipitada. (1/g = 0,001020) g = gravedad.

VIENTO MAXIMO ANTES DE LAS LLUVIAS.

VIENTO MAXIMO DURANTE LAS LLUVIAS.

VIENTO PROMEDIO.

Al igual que las presiones atmosféricas en la superficie terrestre, que son máximas cuando los tres primeros niveles de 1000, 850 y 700 mbs se elevan a lo alto, también el viento horizontal es mayor, cuanto más elevado se hallan aquellos mismos niveles de presión.

La velocidad y la duración del viento horizontal sobre una estación de sondeo E, dependen única y exclusivamente del salto atmosférico  $S_a$  que puedan dar los tres primeros niveles de presión:

- a) Si sobre una estación de sondeo E se levantan solamente el nivel de 1000 mbs, mientras que todos los demás niveles de presión colocados por encima de aquel, no han cambiado su posición horizontal en 24 horas, entonces, tendremos buen tiempo con viento horizontal, cuya velocidad es igual a:

$$V = S_a (1000 \text{ mbs}) \cdot 2$$

- b) Si los tres primeros niveles de 1000, 850 y 700 mbs, dan saltos atmosféricos ( $S_a$ ) más o menos parejos tendremos viento horizontal antes y durante las lluvias. Si el mayor salto atmosférico ( $S_a$ ) lo dá el nivel de 1000 mbs, el viento horizontal máximo será antes -

de las lluvias. Si el mayor salto atmosférico lo dá el nivel de 850 mbs, el viento horizontalmente máximo será durante las lluvias.

En general, el viento máximo producido por cualquier de los tres primeros niveles de presión en kilómetros por hora es numéricamente igual a:

$$V(\text{máx}) = Sa (\text{nivel de presión}) \cdot 2$$

El Viento Promedio V (prom):

Es igual en kilómetros por hora a la suma de los saltos atmosféricos (Sa) de cada nivel de presión, dividida entre 3 y multiplicada por 2:

$$V(\text{prom}) = [Sa(1000) + Sa(850) + Sa(700)] \cdot 2/3$$

la velocidad máxima horizontal del viento sobre una estación de sondeo E, en kilómetros por hora es numéricamente igual a:

$$V(\text{máx}) = Sa (\text{nivel de presión}) \cdot 2$$

El salto atmosférico multiplicado por 2.

Si el nivel de 1000 mbs, ayer a las 1200Z tenía una elevación de 90 mts sobre la estación E y hoy a las 1200Z el mismo nivel de presión tiene una elevación de 120 mts, tenemos que:

$$Sa (1000) = th - th(24)$$

$$Sa (1000) = 120m - 90m = 30m$$

$$V (\text{máx}) = (30) (2) = 60 \text{ Km/h}$$

TIEMPO DE DURACION DEL VIENTO MAXIMO:

Si suponemos que el salto atmosférico ( $S_a$ ) en 1, lo dá el nivel de presión de 1000 mbs en una hora (60 min) sobre una estación de sondeo E cualquiera, y que la altura vertical complementaria  $h_1$  en 2, lo dá en ( $t$ ) tiempo (en la cresta momentánea), obtenemos dos ve locidades:

$$V_1 (\propto 1) = \frac{S_a}{60 \text{ min}} ; V_2 (\propto 2) = \frac{h_1}{t}$$

$S_a$  y  $h_1$  en metros.

e igualamos las dos velocidades:

$$\frac{S_a}{60 \text{ min}} = \frac{h_1}{t} ; \text{ de donde } t = \frac{h_1(60 \text{ min})}{S_a}$$

El tiempo de duración del viento máximo es igual a  $t/4$

$$T(dV_{\text{máx}}) = \frac{t}{4} = \frac{h_1(\text{metros}) \cdot (60 \text{ min})}{4 \cdot S_a (\text{metros})}$$

El tiempo de duración del viento máximo es proporcional a la altura complementaria  $h_1$  en  $\propto 2$ , de la cresta momentánea.

Ejemplo No. 1: Pronóstico para Caracas, radiosonda utilizado: Curazao. Desplazamiento de una alta presión plana sobre una estación de sondeo E, en 24 horas.

Hemos escogido los días uno (1) y dos (2) para las 1200Z de un mes cualquiera.

Radiosondeo de la Estación E. Día 011200Z

<u>SUPERFICIE</u>	<u>1011 hpa</u>	<u>22208 (TT)</u>	<u>08008 (V)</u>
1000 HPA	90 mts	21208 (TT)	08008 (V)
850 "	1521 "	18820 "	09008 "
700 "	3120 "	09830 "	09008 "
500 "	5840 "	05545 "	09007 "
400 "	7560 "	17350 "	26008 "
300 "	9580 "	32360 "	28008 "
250 "	10900 "	401 "	30008 "
200 "	12280 "	451 "	28008 "

Radiosondeo de estación E. Día 021200Z.

<u>SUPERFICIE</u>	<u>1016 hpa</u>	<u>22806 (TT)</u>	<u>09008 (V)</u>
1000 hpa	125 mts	22002 (TT)	09008 (V)
850 "	1537 "	17802 "	09006 "
700 "	3138 "	10260 "	09008 "
500 "	7580 "	17560 "	28008 "
300 "	9600 "	33360 "	28009 "
250 "	10920 "	405 "	30008 "
200 "	12300 "	455 "	30008 "

Obtenidos los dos radiosondeos continuos, pasaremos a calcular los saltos atmosféricos Sa de cada nivel de presión restándole siempre al día de hoy el día de ayer. (021200Z - 011200Z)

Alturas del día 021200Z menos alturas del día 011200Z. (día 2 - día 1 = Sa).

Sa 1000hpa	=	125 - 90	=	35 mts
Sa 850 "	=	1537 - 1521	=	16 mts
Sa 700 "	=	3138 - 3120	=	18 mts
Sa 500 "	=	5860 - 5840	=	20 mts
Sa 400 "	=	7580 - 7560	=	20 mts
Sa 300 "	=	9600 - 9580	=	20 mts
Sa 250 "	=	10950 - 10900	=	50 mts
Sa 200 "	=	12300 - 12280	=	20 mts

Como se puede observar en la variación de presión su-  
bió 5 mbs y los saltos atmosféricos son positivos lo que  
demuestra que una alta presión muy elevada está empezan-  
do a penetrar sobre la estación E a las 1200Z del día 2.  
Este desplazamiento de Ap sobre E ocasiona en su ruta de  
lantera, en el espacio aéreo por recorrer una gran hondo-  
nada abierta. El salto atmosférico Sa de los 1000 mbs es  
de 35 mts (positivos) y lo colocamos en la parte derecha  
y vertical, desde su base hacia arriba, de la figura 3-7  
y obtenemos el ángulo  $\alpha$  igual a  $64^\circ$ .

Datos conocidos:

$$\alpha = 64^\circ$$

Sa (1000) = 35 mts (cateto opuesto), veánse figuras 3-9  
y 3-10 para calcular: X1, X2, X3, triángulo  $\alpha$  3.

$$\text{ángulo } \alpha' = 10^\circ$$

$$\text{Viento máximo} = 35.2 = 70 \text{ Km/h}$$

$$V1 (\alpha 1) = V2 (\alpha 2)$$

$$\frac{\text{Sa (metros)}}{60 \text{ min.}} = \frac{h1 (\text{metros})}{T}$$

$$\text{Sa} = 35 \text{ metros; } h1 = 30 \text{ metros}$$

$$T = \frac{30 (\text{metros}) \cdot 60 \text{ min}}{35 (\text{metros})} = 51.4 \text{ min}$$

Duración del viento máximo es igual a:  $T/4$

$$D(V_{\text{máx}}) = T/4 = 51.4/4 = 12,8 \text{ min.}$$

$$\alpha = 64^\circ$$

$$\text{Sen } 64^\circ = 0,898794$$

$$\text{Cos } 64^\circ = 0,438371$$

$$\text{Tg } 64^\circ = 2,050304$$

Sa (1000) = 35 mts (cateto opuesto a  $\alpha$ ) . Luego tenemos:

$$\text{Sen } 64^\circ = \frac{35 \text{ metros}}{H} ; H = \frac{35 \text{ metros}}{0,898794} = 38,94 \text{ mts}$$

(Véase triángulo rectángulo  $\alpha 1$  en figuras 3-9 y 3-10).  
Con el valor de H (hipotenusa de  $\alpha 1$ ) calcularemos V1  
(velocidad inicial de Ap) y a (aceleración).

$$V1 = \frac{H \text{ (m)}}{24 \text{ (h)}} = \frac{38,94 \text{ m}}{24 \text{ h}} = 1,62 \text{ m/h}$$

(velocidad inicial de Ap, sobre E a las 1200Z)

$$(V1)^2 = 2 \cdot a \cdot H \text{ de donde } a = \frac{(V1)^2}{2H}$$

$$a = \frac{(1,62)^2}{2 \cdot (38,94)} = \frac{2,68}{77,88} = 0,0344 \text{ m/h}^2$$

a = 0,0344 mts/h<sup>2</sup> (aceleración de Ap).

Con V1 y a (conocidos) pasamos al segundo triángulo  $\alpha 2$   
(el cual representa la cresta momentánea para los 1200Z  
del día 2).

El triángulo  $\alpha 2$  es la cresta momentánea de Ap. Sabemos que todo el lado delantero de Ap, tiene la misma inclinación  $\alpha$ . Ahora nos interesa conocer h1, cateto opuesto de  $\alpha$  en el triángulo  $\alpha 2$ . Supondremos en este ejemplo que la presión máxima que E pueda resistir para lluvias es de 1020 mbs (podría ser otro valor).

Ahora tenemos:

$$PP(\text{máx } 1200Z) - PP(1200Z) = dpp$$

$$1020 \text{ mbs} - 1016 \text{ mbs} = 4 \text{ mbs}$$

(hay una diferencia entre la presión máxima de E y la presión que tenía a las 1200Z)

Sabemos que por cada 8 mbs hay 60 mts de altura, entonces:

$$8 \text{ mbs} - 60 \text{ metros}$$

$$4 \text{ mbs} - h1$$

$$h1 = \frac{4 \cdot 60}{8} = \frac{240}{8} \frac{\text{mbs} \cdot \text{mts}}{\text{mbs}} = 30 \text{ mts}$$

del triángulo  $\alpha 2$  nos interesamos conocer:

X1 (cateto adyacente a  $\alpha$ ) y H1 (hipotenusa de  $\alpha 2$ )

$$\text{Sen } 64^\circ = \frac{h1}{H1}, \quad H1 = \frac{h1}{\text{Sen } 64^\circ} = \frac{30}{0,898794} = 33,37 \text{ m}$$

$$\text{tg } 64^\circ = \frac{h1}{X1}; \quad X1 = \frac{h1}{\text{tg } 64^\circ} = \frac{30}{2,050304} = 14,63 \text{ mts}$$

H1: 33,37 mts y X1 = 14,63 mts. Como la teoría de la cresta momentánea sostiene que la mayor inclinación que puede soportar el plano delantero de Ap es de  $80^\circ$  (no llega a  $90^\circ$ ) se forma un tercer triángulo llamado  $\alpha_3$  con un ángulo agudo igual  $\alpha'_1$ . Con este triángulo  $\alpha_3$  calcularemos X2. De  $\alpha_3$  tenemos conocidos:

H1; (su hipotenusa) y  $\alpha' = 10^\circ$

H1 = 33,37 mts

X1 = 14,63 mts

En el triángulo  $\alpha_3$ , tenemos:

$$\text{Sen } \alpha' = \frac{X2}{H1} = \text{Sen } 10^\circ = \frac{X2}{H1} ; X2 = \text{Sen } 10^\circ \cdot H1$$

Sen  $10^\circ = 0,173648$ , luego

$$X2 = (0,173648) (33,37) = 5,79 \text{ mts}$$

$$X1 = X2 + X3; X3 = X1 - X2$$

$$X3 = 14,64 - 5,79 = 8,84 \text{ mts.}$$

El tiempo que tarda el punto C en llegar a C", es el mismo tiempo para recorrer X3 y por movimiento variado tenemos:

$$X3 = (V1) (te) + 1/2 a (te)^2$$

V1 = 1,62 m/h; a = 0,034 m/h (V1 y a calculados en  $\alpha_1$ ) del triángulo 2 tenemos:

$$X3 = V1 (te) + 1/2 a (te)^2$$

$$X3 = 0,0172 (te)^2 + 1,62 (te) - 8,84 = 0$$

$T_e = 5,11$  horas (tiempo de espera de lluvias, después de las 1200Z).

$$1200Z + 5,11 \text{ horas} = 17,11 Z.$$

DURACION DE LAS LLUVIAS: el tiempo que tarda el punto C' en llegar hasta Sa es el mismo tiempo en recorrer a X2, luego:

$$X2 = VT (td) ; VT = V1 + a (td)$$

sustituyendo la velocidad total por  $V1 + a (td)$

$$X2 = V1 (td) + a (td)^2 ; X2 = 5,79 \text{ mts.}$$

$$td (\text{máx}) = 3,31 \text{ horas. (tiempo de duración máxima)}$$

TIEMPO DE DURACION MINIMA  $td$  (mín):

$$\frac{3,31}{4} = 0,82 \text{ horas}$$

En resumen, en las figuras 3-9 y 3-10, observaremos tres (3) presiones diferentes en la superficie de E, causadas por las diferentes elevaciones que el nivel de presión de 1000 mbs ejecuta sobre la vertical aérea de E. Hay otra presión máxima PP(máx te) después de 24 horas, - que simultáneamente junto con las lluvias, se logra en - la superficie de E, cuando los 1000 mbs logran máxima su máxima elevación  $h1'$  en tiempo determinado te.

- 1) PP(1200Z): es causada en la superficie de E, por la - altura reinante de AR que tenía el nivel - de 1000 mbs ayer a las 1200Z, a lo largo - de una vertical aérea, perpendicular a E.

- 2) PP(1200Z): es causada en la superficie de E, por la altura actual que tiene el nivel de 1000 mbs, hoy a las 1200Z (24 horas después)- a lo largo de la misma vertical aérea, - perpendicular a E.
- 3) PP(máx 1200Z): es causada fuera de la superficie de E por la altura complementaria  $h_1$  del - salto atmosférico ( $S_a$ ). Es calculable y es igual a:
- $$h_1 = dpp = PP(\text{máx } 1200Z) - PP(1200Z \text{ hoy})$$
- 4) PP(máx te): es causada por la máxima elevación de - 1000 mbs,  $h_1'$  después de las 1200Z de - hoy, en un tiempo determinado te. Justo cuando los 1000 mbs alcanzan su máxima elevación  $h_1'$ , se produce la máxima presión PP(máx te) en la superficie de E, - simultáneamente se presentan las lluvias. La teoría considera que en el tiempo te se rompe el nivel de 1000 mbs y que la - altura  $h_1'$  y la presión PP(máx te) son ideales. La figura 3-10 se puede observar el rompimiento instantáneo de 1000 mbs - cuando alcanza su máxima altura  $h_1'$  en - el punto C' y las cuatro (4) presiones - diferentes.

HONDONADA ATMOSFERICA TROPICAL DELANTE DE UNA ALTA PRE-  
SION PLANA Ap. Figura 3-11:

Las altas presiones planas cuando se desplazan hori-  
zontalmente en el espacio aéreo, lo hacen en forma de -  
grandes montañas aéreas y todos sus puntos superiores ta-  
les como A,B,C, que siguen la dirección F al pasar por  
los puntos de menor altura que se encuentran fijos sobre  
la tierra en la hondonada abierta H1, como A', B', C', -  
producen rápidos cambios elevados de presión, temperatu-  
ra, humedad, temperatura potencial, temperatura potencial  
equivalente, etc, ocasionando fuertes aguaceros con tor-  
mentas eléctricas. En cambio en la parte posterior de Ap,  
cuando sus puntos superiores de la alta presión plana Ap,  
como H, J, se producen rápidos cambios de descensos de -  
presión, temperatura, temperatura potencial equivalente,  
para ocasionar mucha nubosidad y lluvias continuas sin -  
tormentas eléctricas y con viento calmado.

DEFINICION DE HONDONADA ATMOSFERICA ABIERTA. Figura 3-5A  
y 3-11

Es aquella que se forma en la parte delantera o pos-  
terior de una alta presión plana Ap y que se caracteriza  
porque ocupa grandes extensiones horizontales de poca -  
presión y donde los niveles de presión constante tienen  
poca altura. En las figuras 3-5A y 3-11, H1 y H2 son hon-  
donadas abiertas.

En la figura 3-12 observaremos el corte transversal-

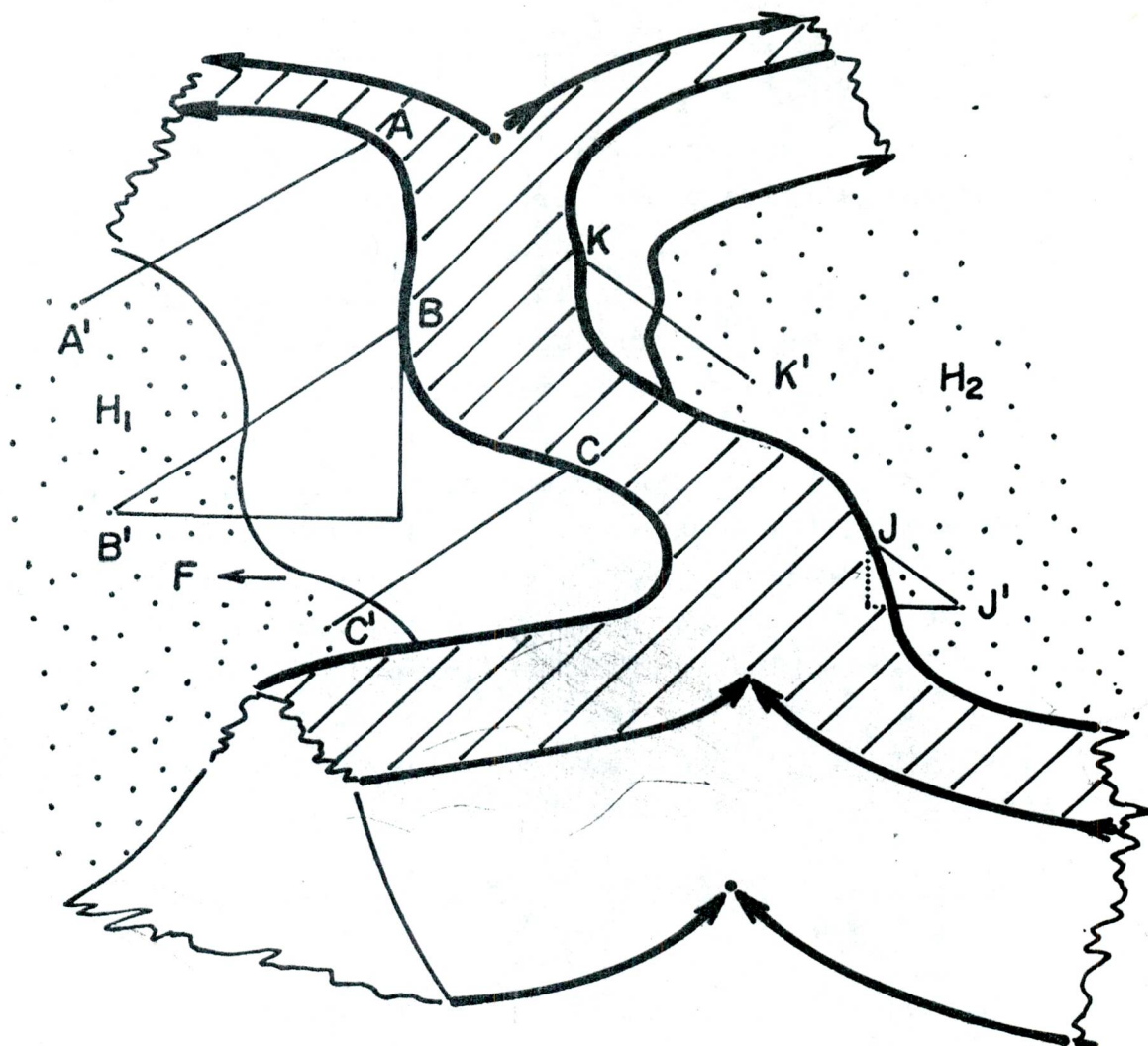


FIG. N° 3-II..

de una alta presión plana Ap, la cual se traslada en la dirección F. La cara delantera A de Ap, se supone casi-perpendicular, justo en el momento en que los 1000 mbs y el resto de la atmósfera forman la cresta momentánea-CM para provocar las lluvias. En la cara delantera A, se ha formado una hondonada H1 por el avance de Ap y crecimiento complementario de CM. Después de las lluvias en A, los 1000 mbs y el resto de la atmósfera empieza a perder altura para formar en la cara posterior B de Ap una nueva hondonada H2, donde las lluvias serían continuas y variables sin tormentas eléctricas y con viento calmado. - Obsérvese que entre A' (bajo) y A (alto) hay una diferencia de altura muy notable, por lo tanto hay bruscos cambios de temperatura potencial equivalente, temperatura ambiente, humedad específica y el levantamiento del punto atmosférico efectivo (PE) que traen como consecuencia la presencia de fuertes tormentas eléctricas, recios aguaceros y viento intenso y variable. En la cara posterior entre B y B', desciende rápidamente la presión y el punto atmosférico efectivo (PE).

En la figura 3-13, en la cara delantera A de Ap, ocurre lo mismo que en la cara delantera de la figura 3-12 pero después de las tormentas que ocurren en A los 1000 mbs y el resto de la atmósfera vuelve a ocupar la misma posición horizontal que tenían a las 1200Z de hoy para formar una sólida alta presión completa, donde no sucederán lluvias.

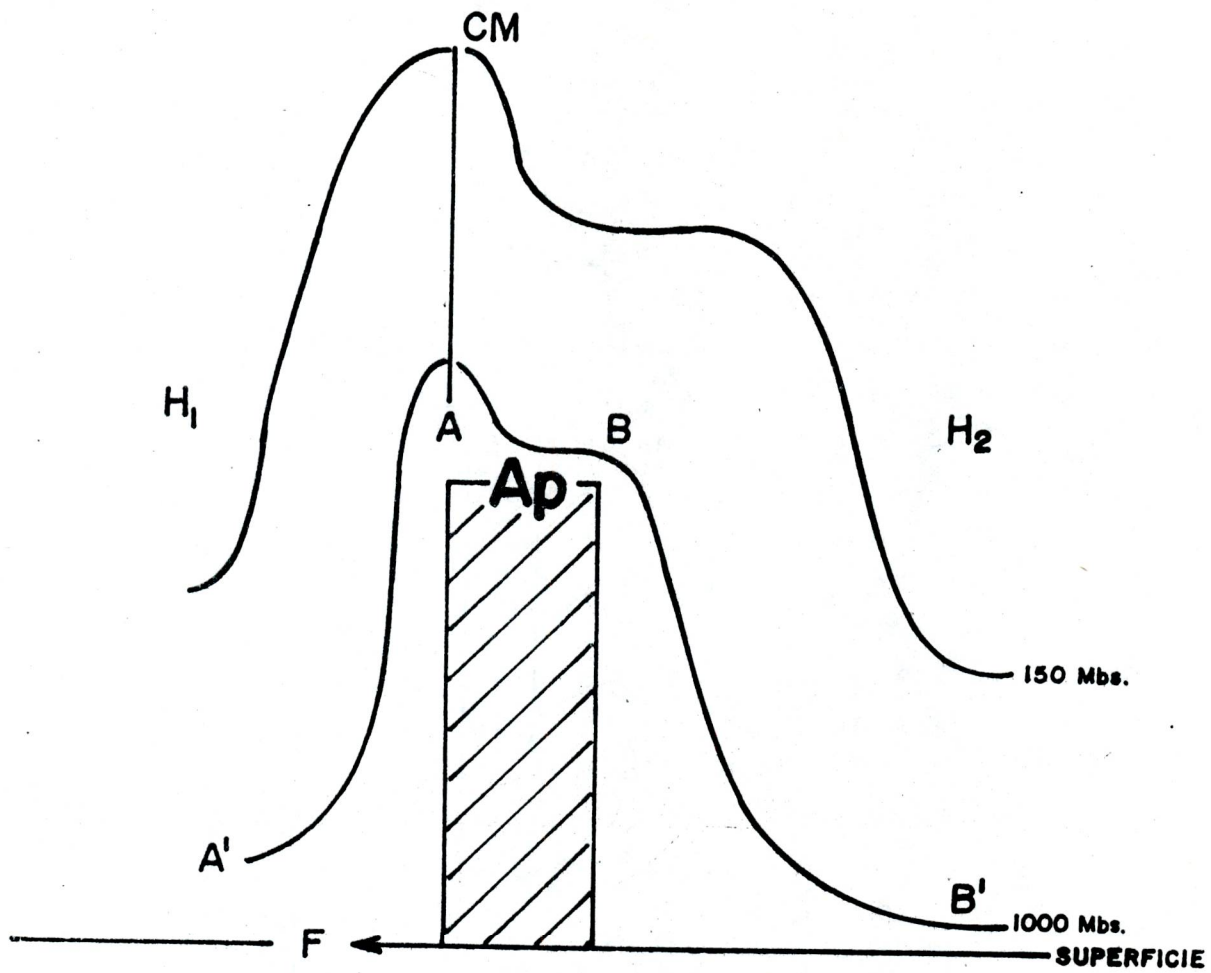


FIG. N<sup>o</sup> 3-12 ...

- CM : Cresta momentánea
- Ap : Alta presión plana
- F : Dirección de desplazamiento de Ap
- H<sub>1</sub> : Hondonada atmosférica tropical delantera de Ap
- H<sub>2</sub> : Hondonada atmosférica tropical posterior de Ap

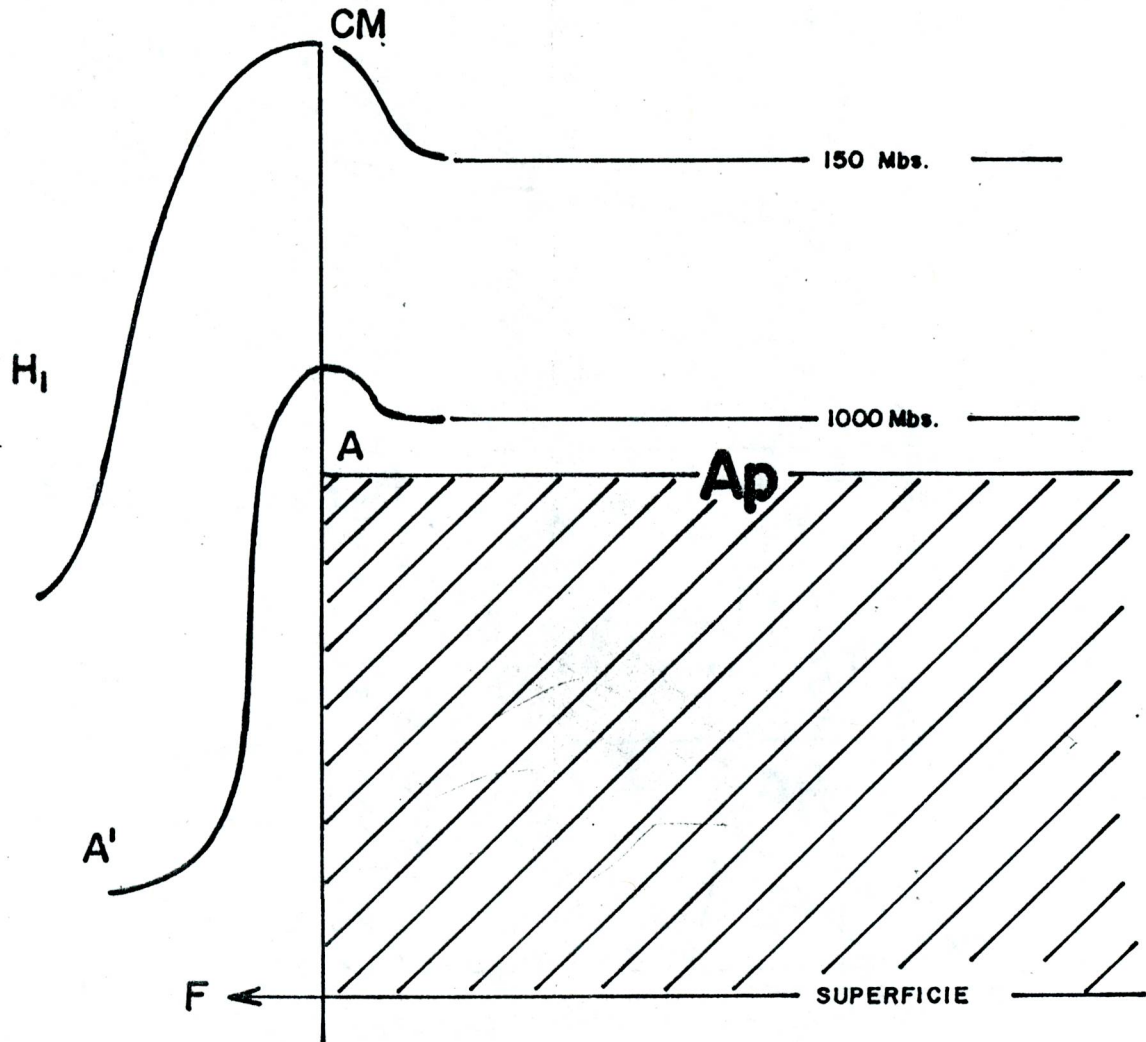


FIG. Nº 3-13... CM : Cresta momentánea  
 Ap : Alta presión plana  
 F : Dirección de desplazamiento de Ap  
 H<sub>1</sub> : Hondonada atmosférica tropical delantera

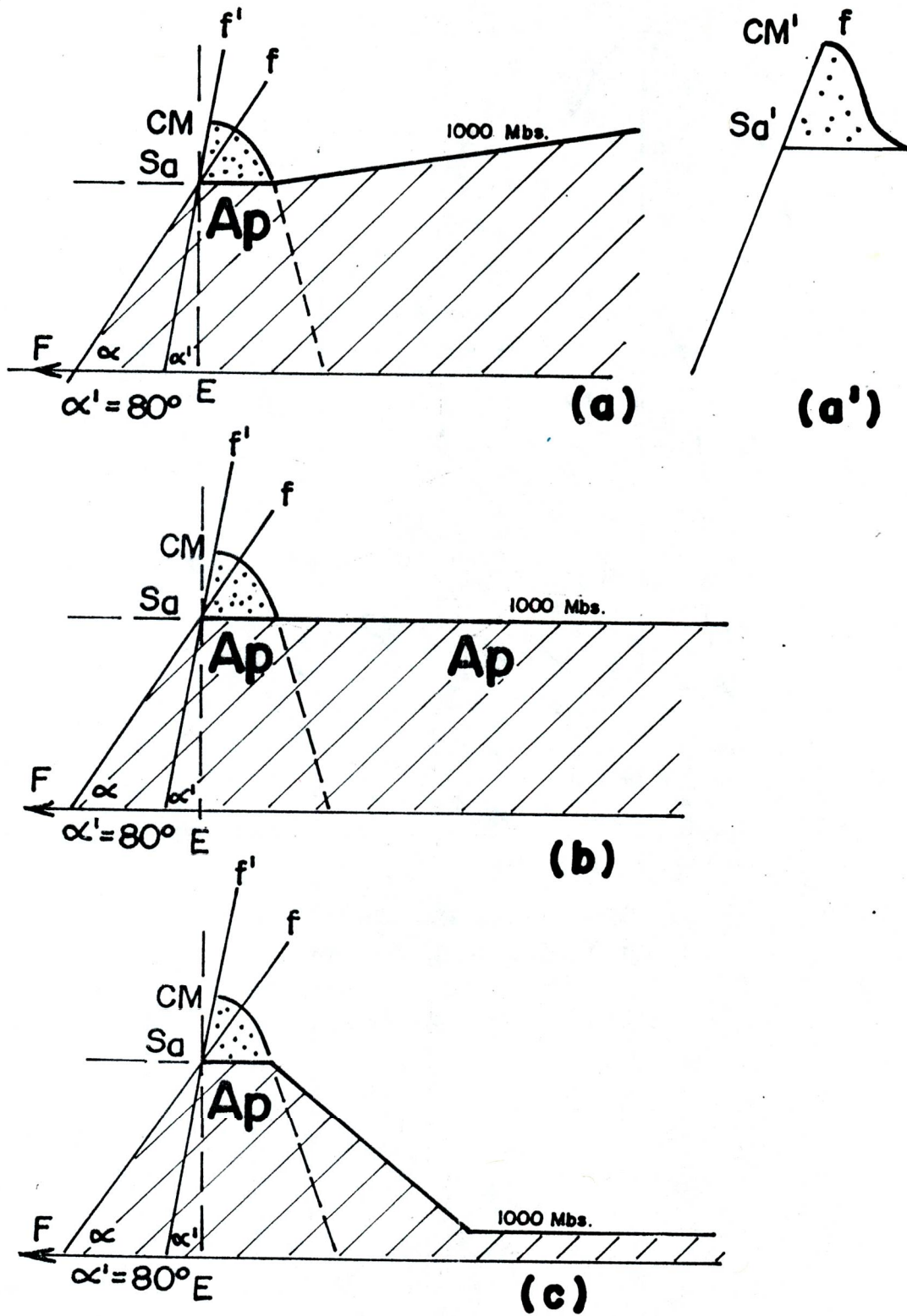


FIG. N° 3-13-A ...

PRESIONES MAXIMAS

	<u>pn</u>	<u>pp</u>	<u>pp(máx)</u>	<u>pp(sp)</u>
CARACAS	1012	-	1020	1024
MARACAY	1012	-		1022
MAIQUETIA	1012	-	1017	1020
MARACAIBO	1012	-	1017	1020
MERIDA	1014	-	1021	1025
SAN CRISTOBAL	1012	-	1018	1020
SAN FERNANDO	1012	-	1018	1020
MATURIN	1012	-	1017	1020
CUMANA	1012	-	1016	1019
MARGARITA	1012	-	1016	1019
BARCELONA	1012	-	1016	1019

LA PRESION MAXIMA PP (máx 1200Z)

Todos los puntos fijos sobre la tierra, por tener condiciones de humedad, temperatura, altura sobre el nivel del mar, etc, diferentes, soportan una presión máxima PP(máx te) también diferentes.

Esta presión máxima PP(máx te) es mayor mientras más elevado, sobre el nivel del mar se encuentre un pun-

to cualquiera y está ligado paralelamente al momento justo en que ocurren las lluvias. La presión máxima PP(máx te) y las lluvias simultáneas se logran sobre un punto fijo sobre tierra E cualquiera, cuando el nivel de presión de 1000 mbs ha alcanzado su máximo levantamiento  $h_1$  después de las 1200Z.

DEMOSTRACION DE LA EXISTENCIA DE LA CRESTA MOMENTANEA:

En el borde superior y delantero de una alta presión plana  $A_p$ , existen tres fases teóricas de la existencia de la Cresta Momentánea, las dos primeras fases están relacionadas con las variaciones continuas del ángulo de inclinación  $\alpha$  y con el verdadero tamaño de  $h_1$  y la tercera fase, estrictamente negativa, cuando el ángulo de inclinación es constante, esas fases son:

FASE 1: Existencia de la cresta momentánea cuando el ángulo de inclinación  $\alpha$  del plano delantero de una alta presión plana ( $A_p$ ) varía continuamente y el tamaño de  $h_1$  (cateto opuesto de  $\alpha$  en el triángulo  $\alpha 2$ ), es igual a: (Figura 3-9, 3-10).

$-PP(\text{máx } 1200Z) - PP(1200Z) = dpp$ , de donde  $PP(\text{máx } 1200Z)$ : es la presión máxima que puede soportar un punto fijo E sobre tierra para que ocurran lluvias.

$PP(1200Z)$ : es la presión que tenía el mismo punto E a las 1200Z, en el momento justo del salto atmosférico  $S_a$ .

dpp: es la diferencia de presiones, que convertida en metros nos dá la altura  $h_1$  en el triángulo  $\alpha 2$ .

Esta fase fue expuesta en las páginas anteriores e ilustrada con las figuras 3-9 y 3-10.

Esta fase se ha puesto en práctica en Venezuela dando hasta los momentos muchas satisfacciones y esperanzas futuras.

FASE 2: Existencia de la cresta momentánea cuando el ángulo de inclinación  $\alpha$  del plano delantero de una alta presión plana  $A_p$ , varía continuamente y el tamaño de  $h_1$  (cateto opuesto de  $\alpha$  en el triángulo  $\alpha 2$ ), es igual a la altura del lomo atmosférico (LA) contenido por la alta presión plana ( $A_p$ ) el cual por corrimiento se colocó en el borde superior y delantero de aquella. Esta fase 2 no está tan fuera de la realidad, ya que en Venezuela y específicamente en Caracas han caído aguaceros tan severos que se han producido inundaciones catastróficas y las presiones a nivel del mar han superado los 1027 mbs. Estas presiones tan elevadas se justifican solamente cuando los niveles de presión presentes en la atmósfera (especialmente 1000, 850 y 700 mbs) toman demasiada altura en un tiempo corto y este fenómeno tan raro únicamente se explica por el corrimiento de un lomo atmosférico (LA) el -



cual desde una posición cualquiera de la alta presión plana ( $A_p$ ), se desplaza hasta colocarse en el borde superior y delantero de aquella. Esta fase 2 no se ha demostrado aún por la falta de radiosondeos próximos unos a otros pero está dentro del campo de la realidad. En la figura 3-14 se puede notar que el valor de  $h_1$  es igual a la altura del lomo atmosférico (LA) contenido por la alta presión plana  $A_p$ . Obtenido el valor de la altura  $h_1$  el proceso para calcular  $t_e$  (tiempo de espera) y  $t_d$  (tiempo de duración) es el mismo que se detalla en las páginas anteriores y se ilustra en la figura 3-10, donde se analiza la cresta momentánea de manera aislada.

FASE 3: existencia de la cresta momentánea cuando el ángulo de inclinación  $\alpha$  del plano delantero de una alta presión plana  $A_p$  es constante y el tamaño de  $h_1$  (cateto opuesto de  $\alpha$  en el triángulo  $\alpha/2$ ) puede ser obtenido por la fase 1 (diferencia de presiones =  $PP(\text{máx}) - PP(1200z) = dpp$  o por la fase 2 ( $h_1$  es igual a la altura de un lomo atmosférico (LA) contenido en la alta presión plana ( $A_p$ )).

En la fase 1 y fase 2 siempre tendremos el desarrollo y análisis de una figura semejante a la 3-10 y notaremos que:

- a) El cateto adyacente a  $\alpha$  del triángulo  $\alpha_2$  es igual a  $X_1$  y que esta distancia es igual a  $X_2 + X_3$ .
- b) Cuando la cresta momentánea  $C$  llega hasta  $C'$  (máxima altura) se origina un tercer triángulo rectángulo  $\alpha_3$  con un ángulo agudo igual a diez grados ( $10^\circ$ ), cuyo cateto opuesto es  $X_2$  y su hipotenusa igual a  $H_1$ .
- c) La altura vertical de  $h_1'$  sumada con el salto atmosférico y la altura reinante (AR: altura del nivel de presión de 1000 mbs en el día de ayer) nos dará una altura total de dicho nivel de presión y que producirá una máxima presión  $PP(\text{máx})$  en el tiempo  $t_e$ . Ahora, si el ángulo  $\alpha$  es constante, si de la figura 3-14 tomamos los triángulos  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$ , tenemos:

- 1.- El cateto adyacente de  $\alpha$  en el triángulo  $\alpha_2$  existe y es igual a:

$$\frac{h_1}{X_1} = \text{Sen } \alpha ; \quad X_1 = \frac{h_1}{\text{Sen } \alpha}$$

- 2.- El tercer triángulo retángulo  $\alpha_3$  no existe.
- 3.- Tampoco existen  $X_2$  ni  $X_3$ .

$$X_3 = V_1(t_e) + \frac{1}{2}a (t_e)^2, \text{ pero } X_3 = 0$$

$$V_1(t_e) = -\frac{1}{2}a (t_e)^2$$

$$V_1 = -\frac{1}{2}a (t_e), \text{ de donde}$$

$$t_e = -\frac{2(V_1)}{a} \quad (\text{tiempo negativo})$$

$$X2 = VT (td) ; VT = V1 + a(td)$$

$$X2 = V1 (td) + a(td)^2, \text{ pero } X2 = 0$$

$$V1 = -a(td)$$

$$td = -\frac{V1}{a} \quad (\text{tiempo negativo})$$

### ATMOSFERA INESTABLE

PUNTO ATMOSFERICO EFECTIVO: o simplemente punto efectivo (PE), figura 3-15, es el último punto de un levantamiento atmosférico espontáneo, localizado en análisis de radiosondeos por inestabilidad potencial. (Véase capítulo IV).

LINEA HORIZONTAL EFECTIVA (LHE) : Figura 3-15

Es una línea horizontal e isobárica que pasa por el punto efectivo (PE) y corta la curva de estado (CE) en el PUNTO POTENCIAL (PP) y a la curva de rocío, en un radiosondeo cualquiera.

LINEA HORIZONTAL DEL NIVEL DE CERO GRADO CENTIGRADO .

(LHNO°C):

Es una línea horizontal que pasa por el nivel de cero grado centígrado (0°) y corta la curva de estado (CE) y la curva de rocío. En la figura 3-15, se puede observar que el punto M de la curva de estado (CE) y el punto M' de la curva de rocío se levantaron hasta -

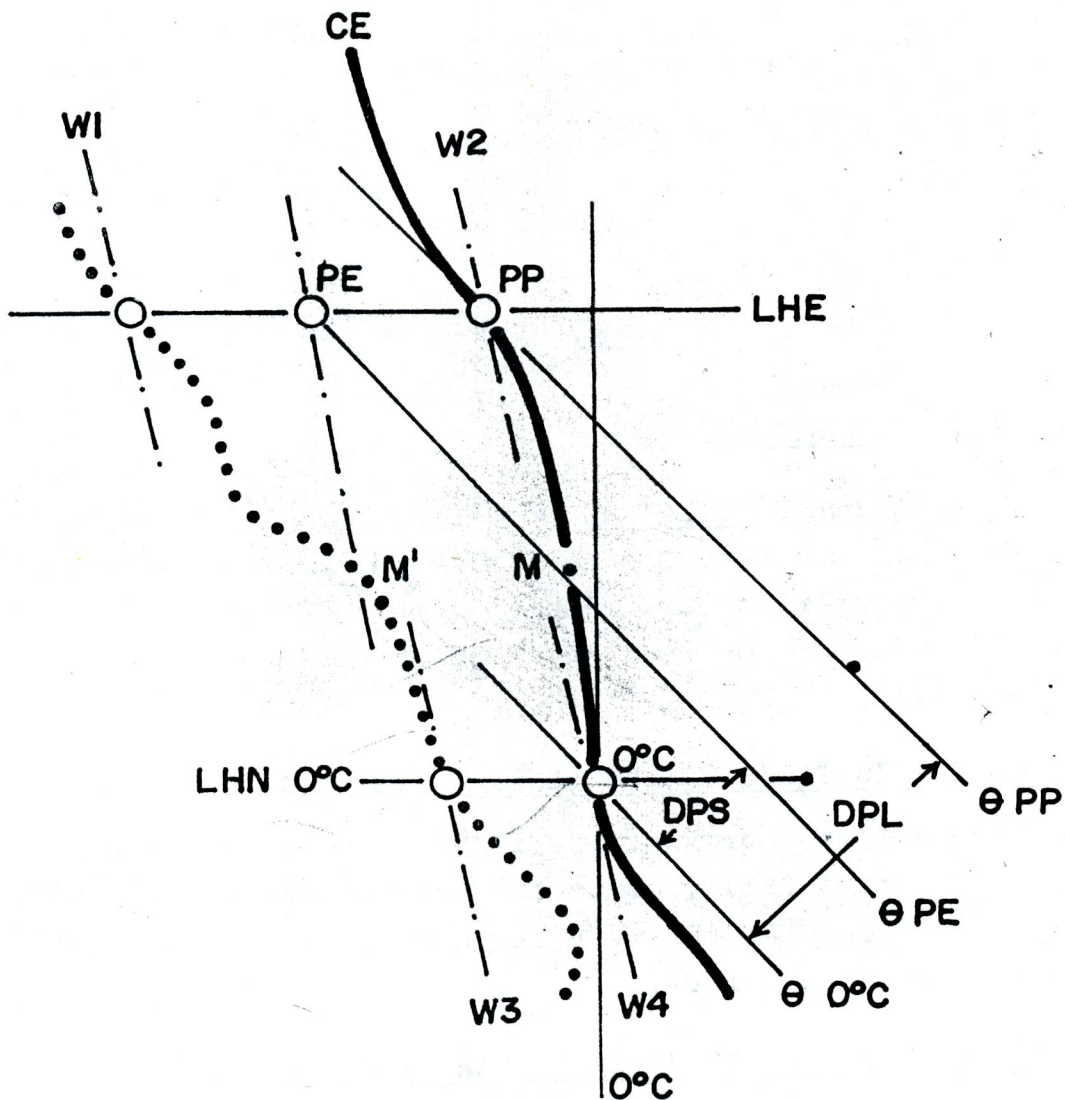


FIG. N° 3-15...

- PP = Punto potencial
- PE = Punto efectivo
- W = Humedad específica
- CE = Curva de estado
- LHE = Línea horizontal efectiva
- LHN $0^{\circ}\text{C}$  = Línea horizontal nivel cero grado centigrado
- DPL =  $\theta_{\text{PP}} - \theta_{0^{\circ}\text{C}}$
- DPS =  $\theta_{\text{PE}} - \theta_{0^{\circ}\text{C}}$
- $\theta$  = Temperatura potencial
- DPL = Diferencia potencial luz
- DPS = Diferencia potencial sonora

unirse en el punto efectivo (PE), por este punto se trazó la línea horizontal efectiva (LHE), la cual cortó la curva de estado (CE) en el punto potencial (PP) igualmente cortó la línea de humedad específica W2 que pasa por PP en la curva de estado y la línea de humedad específica W1 en la curva de rocío. En la parte inferior la línea horizontal del nivel de cero grado centígrado (LHNO°C), corta la curva de estado y la línea de humedad específica W4. En la parte izquierda corta la curva de rocío y la línea de humedad específica W3.

W: Humedad específica

PE: punto efectivo

LHE: línea horizontal efectiva

0°C: cero grado centígrado

PP: punto potencial

LHNO°C: línea horizontal del nivel de cero grado centígrado.

: temperatura potencial

PP: temperatura potencial del punto potencial (PP)

PE: temperatura potencial del punto efectivo (PE)

0°C: temperatura potencial del nivel de cero grado centígrado (0°C)

DPL: diferencia potencial luz, es igual a la diferencia de temperatura potencial de la adiabática seca que pasa por el punto potencial (PP)

y la adiabática seca que pasa por el nivel de cero grado centígrado.

$$DPL = PP - 0^{\circ}\text{C}$$

DPS : Diferencia potencial sonora, es igual a la diferencia de temperatura potencial de la adiabática seca que pasa por el punto efectivo (PE) y la adiabática seca que pasa por el nivel de cero grado centígrado.

$$DPS = PE - 0^{\circ}\text{C}$$

#### ATMOSFERA EFECTIVA (AE):

Es el espacio atmosférico que está limitado verticalmente por la línea horizontal efectiva (LHE) y la superficie terrestre.

Todos los fenómenos atmosféricos posibles ocurren en este espacio. Los fenómenos atmosféricos son proporcionales a la elevación del punto efectivo (PE).

#### ATMOSFERA INERTE (AI):

O atmósfera no efectiva, es el espacio atmosférico que está colocado por encima de la línea horizontal efectiva (LHE) donde difícilmente se presentan los fenómenos atmosféricos.

#### INESTABILIDAD POR HUMEDAD. RAZON HUMEDAD

De todos es conocido que una capa aérea seca en la cima y húmeda en la base, es inestable, pero si es

húmeda en la cima y seca en en la base es estable.

RAZON DE HUMEDAD:

Si tenemos una capa atmosférica y tomamos la humedad relativa de la cima (Hc) y la dividimos entre la humedad relativa de la base (Hb), obtenemos un cociente de humedad que llamaremos, razón de humedad.

La humedad relativa de la cima (Hc) es igual a:

$$Hc = \frac{W1}{W2} \quad \begin{array}{l} \text{(humedad específica, punto de rocío)} \\ \text{(humedad específica, curva de estado)} \end{array}$$

Figura: 3-15 en la LHE

La humedad relativa en la base (Hb) es igual a:

$$Hb = \frac{\text{humedad específica del punto de rocío}}{\text{humedad específica del punto de temperatura}}$$

En la LHNO°C, luego:

Humedad relativa para cualquier punto es igual a la humedad específica (W) del punto de rocío dividida entre la humedad específica (Wo) de la curva de estado.

La razón de humedad de una capa atmosférica representa siempre uno de los diferentes tres estados de equilibrio:

- a) Si al dividir la humedad relativa de la cima (Hc) entre la humedad relativa de la base (Hb) de una capa atmosférica y resulta que la razón de humedad (Rh) es

mayor que la unidad, la capa es estable por humedad.

$$\frac{H_c}{H_b} = Rh < 1 \text{ (estable por humedad)}$$

- b) Si al dividir la humedad relativa de la cima ( $H_c$ ) entre la humedad relativa de la base ( $H_b$ ), de una capa atmosférica y resulta que la razón de humedad ( $Rh$ ) es menor que la unidad, la capa aérea es inestable por humedad:

$$\frac{H_c}{H_b} = Rh > 1 \text{ (inestable por humedad)}$$

- c) Si al dividir la humedad relativa de la cima ( $H_c$ ) entre la humedad relativa de la base ( $H_b$ ) de una capa atmosférica y resulta que la razón de humedad ( $Rh$ ) es igual a la unidad, la capa aérea está en equilibrio de indiferencia por humedad.

$$\frac{H_c}{H_b} = Rh = 1 \text{ (indiferente por humedad).}$$

Las tormentas eléctricas se originan entre la línea horizontal efectiva (LHE), definida por el punto efectivo (PE) en la parte superior atmosférica y la línea horizontal del nivel de cero grado centígrado (LHNO°C), definida por el punto de cero grado centígrado (0°C) en la curva de estado de un radiosondeo. Figuras 3-15, 3-16, 3-17 y 3-18.

### Como localizar el punto atmosférico PAE

Desde la superficie hasta la atmósfera superior se le traza a cada nivel fijo de presión (superficie, 1000, 850, etc.) el nivel de condensación forzado NCF. Este nivel viene a representar la altura a la cual cada nivel de presión, independiente una de la otra, se levantaría para saturarse.

Véase figura especial de radiosondeo.

Empezando desde la superficie se van formando bloques aéreos con cada par inmediato de niveles fijos de presión: así: uno, con superficie y 1000 mbs, otro con 850 mbs y así sucesivamente, tomando como base la parte inferior y como cima la parte superior.

A cada nivel fijo de presión se le traza por el nivel de condensación forzado una paralela (o coincidente) con la adiabática húmeda.

Si la adiabática húmeda inferior pasa por la derecha del nivel de condensación forzado inmediato superior, entonces entre estos dos niveles de presión hay inestabilidad convectiva o potencial.

En la figura especial de radiosondeo el nivel de condensación forzado de superficie lo representa el número 1, el de 1000 mbs el número 2, el de 850 mbs el número 3, etc.

La adiabática húmeda del número 1 pasa por la derecha del número 2: hay inestabilidad potencial. La adiabática húmeda del número 2 pasa por la derecha del número 3: hay inestabilidad potencial, y así sucesivamente hasta encon-

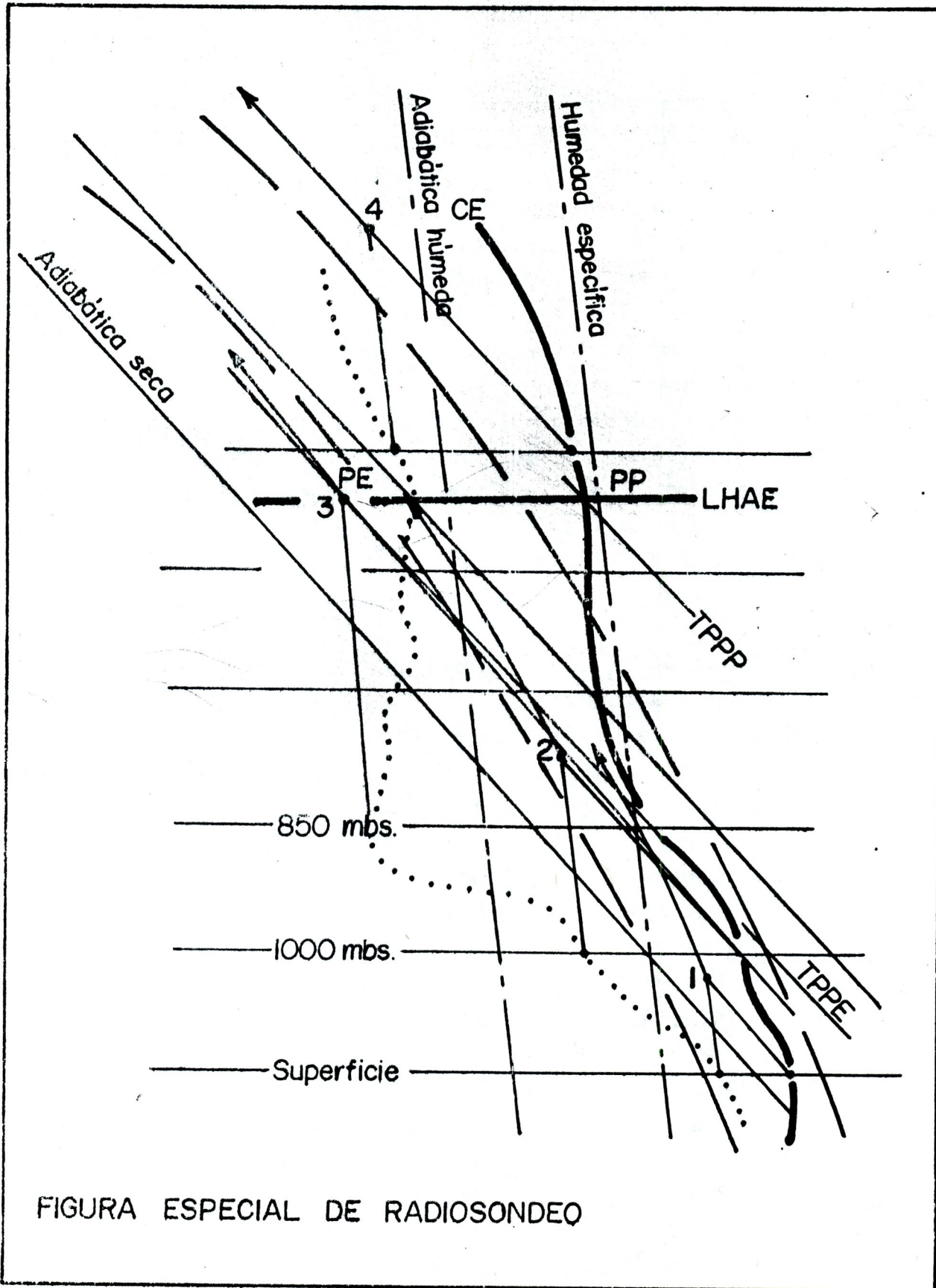


FIGURA ESPECIAL DE RADIOSONDEO

trar un último punto con estabilidad potencial.

El número 3 (NCF de 850 mbs) pasa por la izquierda - del número 4 (otro nivel cualquiera) luego hay estabilidad potencial. Ahora por el punto 3 trazamos una recta horizontal llamada Línea Horizontal Atmosférica Efectiva - LHAE, la cual cortará la Curva de Estado CE en el punto - PP, llamado Punto Potencial.

Sobre aquella LHAE tenemos dos puntos:

- 1.- El punto PE, punto atmosférico efectivo
- 2.- El punto PP, punto potencial.

Por el punto PE se demarca una adiabática seca que se llama Adiabática Seca de Temperatura Potencial Efectiva TPPE.

Por el punto PP, se traza una adiabática seca que se llama Adiabática Seca de Temperatura Potencial del Punto-Potencial TPPP. (Véase capítulo III: Truenos y Relámpagos)

### HUMEDAD RELATIVA DE LA CIMA (Hc)

Figura 3-15. Al trazar la LHE por el punto efectivo (PE) se halla la humedad relativa (sin porcentaje) de la cima (Hc) al dividir la humedad específica del punto de rocío W1 entre la humedad específica del punto potencial (PP)W2 en la curva de estado (CE).

### HUMEDAD RELATIVA DE LA BASE (Hb)

Figura 3-15. Al trazar la línea horizontal del nivel de cero grado centígrado (LHNO°C), está cortará la curva del punto de rocío y la curva de estado, y se halla la humedad relativa de la base (Hb) al dividir la humedad específica del punto de rocío W3 entre la humedad específica de la curva de estado W4:

$$Hb = \frac{W3}{W4}$$

Ahora la razón de humedad (Rh), la obtendremos al dividir la humedad relativa de la línea horizontal efectiva (LHE) (o cima de la capa aérea Hc) entre la humedad relativa de la línea horizontal del nivel de cero grado centígrado (LHNO°C) (o base de la capa aérea Hb). Luego tenemos:

$$\frac{Hc}{Hb} = Rh$$

Ahora si resulta que:

- 1.- La razón de humedad Rh es mayor que la unidad, entonces la capa atmosférica entre la LHE (arriba) y LHN<sup>0</sup>C (abajo) es estable por humedad y no habría relámpagos ni truenos. (Rh > 1).
- 2.- La razón de humedad Rh es menor que la unidad, entonces la capa atmosférica entre la LHE (arriba) y LHN<sup>0</sup>C (abajo) es inestable por humedad, (Rh < 1) y tenemos tres efectos diferentes que son:
  - a) Relámpagos y truenos
  - b) Relámpagos sin truenos
  - c) Ni relámpagos ni truenos (aún siendo Rh menor que la unidad).

Ya conocemos la diferencia potencial luz (DPL) y la diferencia potencial sonora (DPS). El número de relámpagos (NR) que pueda ocurrir en una tormenta local es igual a la diferencia potencial luz (DPL) multiplicada por la razón de humedad de la capa aérea Rh:

$$NR = DPL \cdot Rh$$

El número de truenos que pueda ocurrir en una tormenta local es igual a la diferencia potencial sonora (DPS) multiplicada por la razón de humedad de la capa aérea Rh:

$$NR = DPS \cdot Rh$$

### TRUENOS Y RELAMPAGOS:

En la figura 3-16 podemos observar que la adiabática seca que pasa por el nivel de cero grado centígrado ( $0^{\circ}\text{C}$ ), la adiabática seca que pasa por el punto efectivo (PE) y la adiabática seca que pasa por el punto potencial (PP) están colocadas en orden ascendente y diferentes alturas, por lo tanto la diferencia de temperatura potencial del nivel de cero grado centígrado ( $0^{\circ}\text{C}$ ) es menor que la diferencia de temperatura potencial del punto potencial (PP) y la temperatura potencial del nivel de cero grado centígrado.

$$\text{NR} = \text{DPL} \cdot \text{Rh}$$

$$\text{NT} = \text{DPS} \cdot \text{Rh}$$

En estas condiciones hay truenos y relámpagos pero el número de relámpagos es mayor que el número de truenos. (Figura 3-16)

### RELAMPAGOS SIN TRUENOS

En la figura 3-17 podemos notar que la adiabática seca que pasa por el punto efectivo pasa también por el nivel de cero grado centígrado en la curva de estado (CE) luego la diferencia de temperatura potencial del punto efectivo (PE) y la temperatura potencial del nivel de cero grado centígrado ( $0^{\circ}\text{C}$ ) es igual a cero y tenemos que ( $\text{PE} - 0^{\circ}\text{C} = 0$ ), luego no hay truenos, pero la diferencia de temperatura potencial del punto potencial (PP) y la temperatura potencial del nivel de cero grado centí

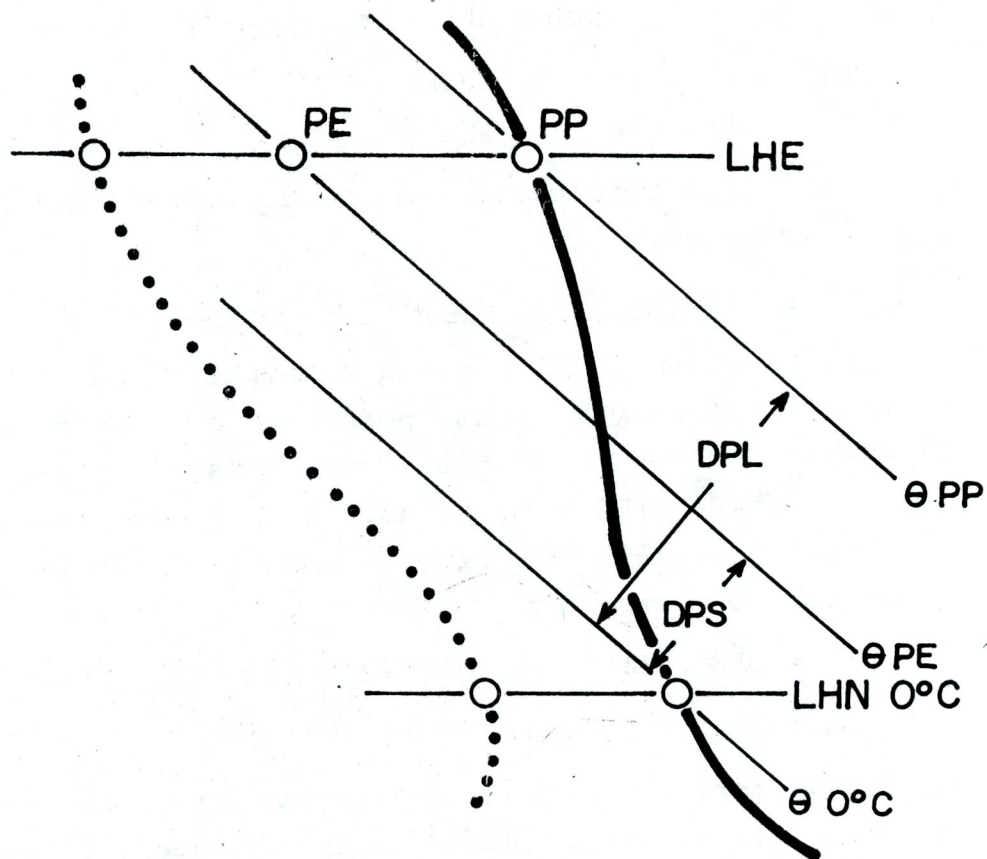


FIG. Nº 3-16...

$$DPL = \theta_{PP} - \theta_{0^{\circ}C}$$

$$DPS = \theta_{PE} - \theta_{0^{\circ}C}$$

$\theta_{PP}$  : Temperatura potencial del punto potencial

$\theta_{PE}$  : Temperatura potencial del punto efectivo

$\theta_{0^{\circ}C}$  : Temperatura potencial del nivel de cero grado centigrado.

grado ( $0^\circ$ ) es diferente de cero y tenemos:

$$NT = DPS \cdot Rh = 0 \cdot Rh$$

$$NR = DPL \cdot Rh$$

Con estas condiciones en un radiosondeo hay relámpagos y truenos.

#### NUMERO DE TRUENOS IGUAL AL NUMERO DE RELAMPAGOS

En la figura 3-18 notamos a simple vista que el punto efectivo (PE) y el punto potencial (PP) coinciden en la altura, entonces, la adiabática seca que pasa por el punto efectivo (PE) y la adiabática seca que pasa por el punto potencia (PP) son iguales y como la capa aérea - tiene una sola razón de humedad Rh, tenemos que:

$$NT = DPS \cdot Rh$$

$$NR = DPL \cdot Rh, \text{ pero } DPL = DPS$$

Con estas condiciones para un radiosondeo tenemos una tormenta eléctrica local donde el número de relámpagos es igual al número de truenos.

PP: temperatura potencial de la adiabática seca del punto potencial (PP).

PE: temperatura potencial de la adiabática seca del punto efectivo (PE)

$0^\circ\text{C}$ : temperatura potencial de la adiabática seca del nivel de cero grado centígrado.

DPS: Diferencia potencial sonora.

DPL: diferencia potencial luz.

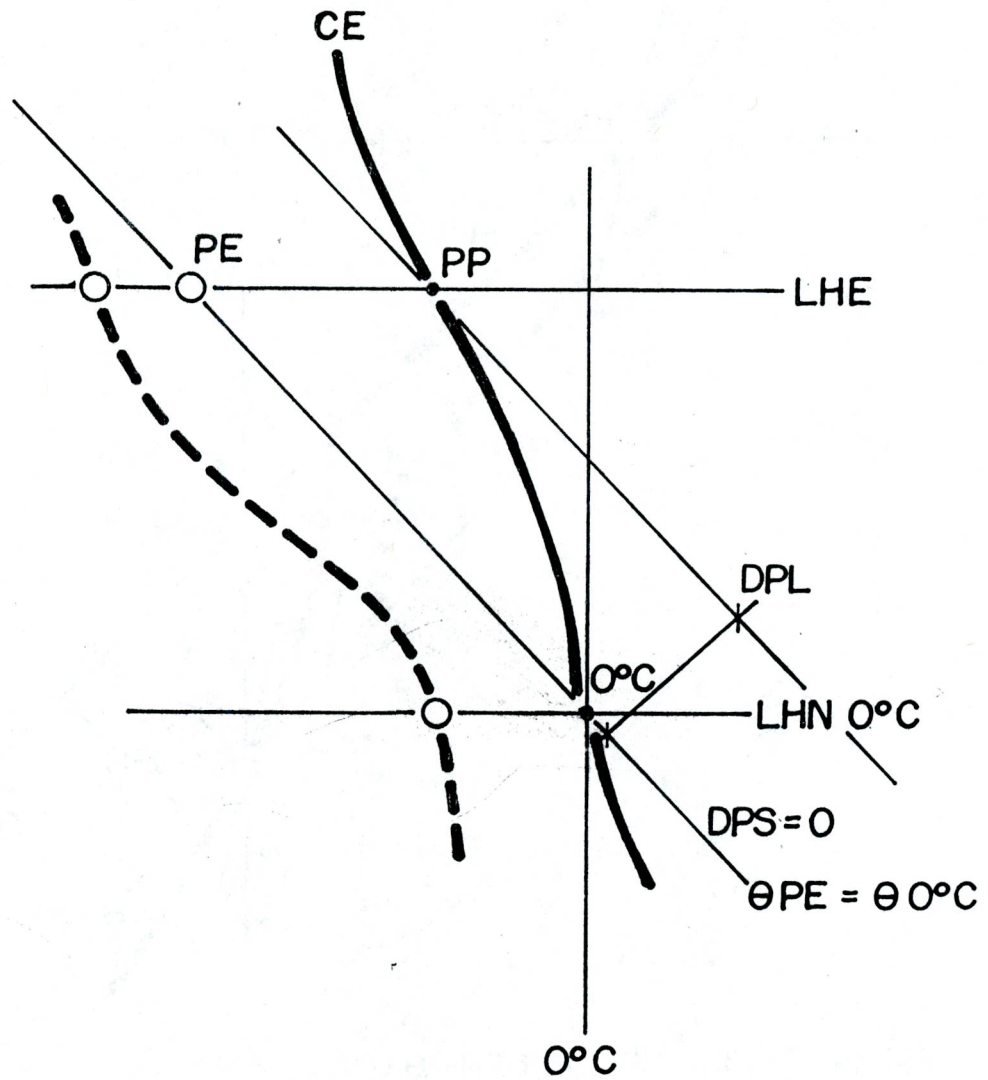


FIG. N<sup>o</sup> 3-17...  $DPL = \theta_{PP} - \theta 0^{\circ}\text{C}$   
 $DPS = \theta_{PE} - \theta 0^{\circ}\text{C} = 0$   
 Hay relampagos sin truenos.

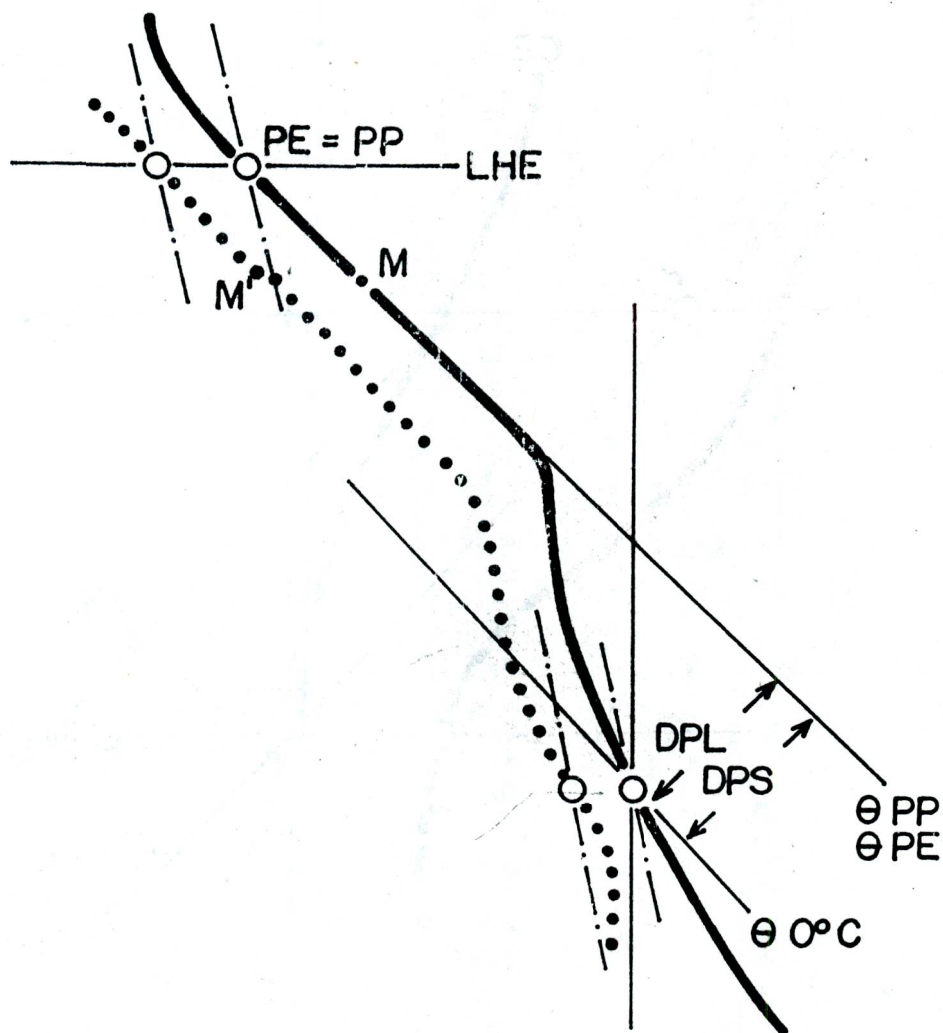


FIG. N° 3-18...  $DPL = \theta_{PP} - \theta_{0^\circ C}$   
 $DPS = \theta_{PE} - \theta_{0^\circ C}$   
 Pero  $\theta_{PP} = \theta_{PE}$ , luego número de truenos y relampagos es igual.  
 $NT = Rh (DPS)$   
 $NR = Rh (DPL)$   
 $NT = NR$

### POSICION DEL PUNTO EFECTIVO

En el borde superior de una alta presión plana (Ap) la atmósfera se levanta y con el auxilio de la cresta momentánea, se eleva aún más, llevando consigo el punto atmosférico efectivo (PE) lo que hace que la temperatura potencial, entre aquel y el nivel de cero grado centígrado (que se mantiene constante) aumente para producir truenos muy sonoros y relámpagos muy brillantes. El gran empuje mecánico que hace elevar la atmósfera sobre un punto fijo sobre la tierra son los saltos atmosféricos. En las hondonadas atmosféricas ocurre lo contrario, la atmosfera se hunde bajando consigo el punto efectivo (PE), el cual puede bajar tanto que llega a colocarse por debajo del nivel de cero grado centígrado ( $0^{\circ}\text{C}$ ), este fenómeno es la causa de que en las bajas presiones no ocurran tormentas eléctricas, ya que las diferencias de temperatura potenciales del punto efectivo (PE) y el nivel de cero grado centígrado se hacen negativas. Esto es una de las claras razones del porqué en el ojo de un huracán no hay actividad lluviosa.

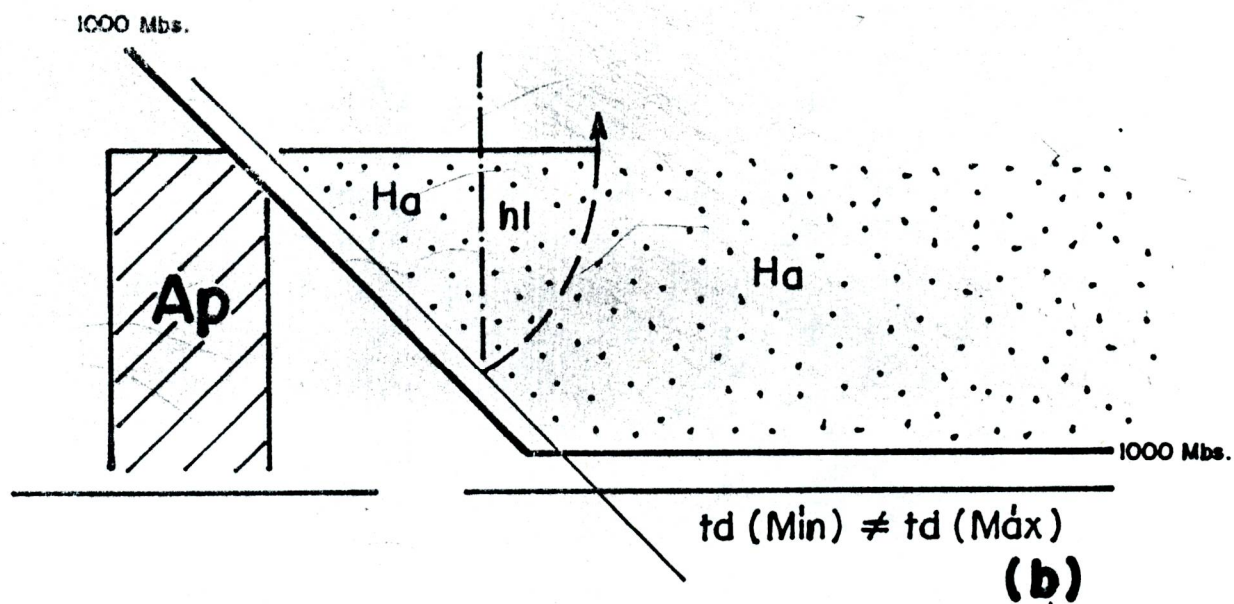
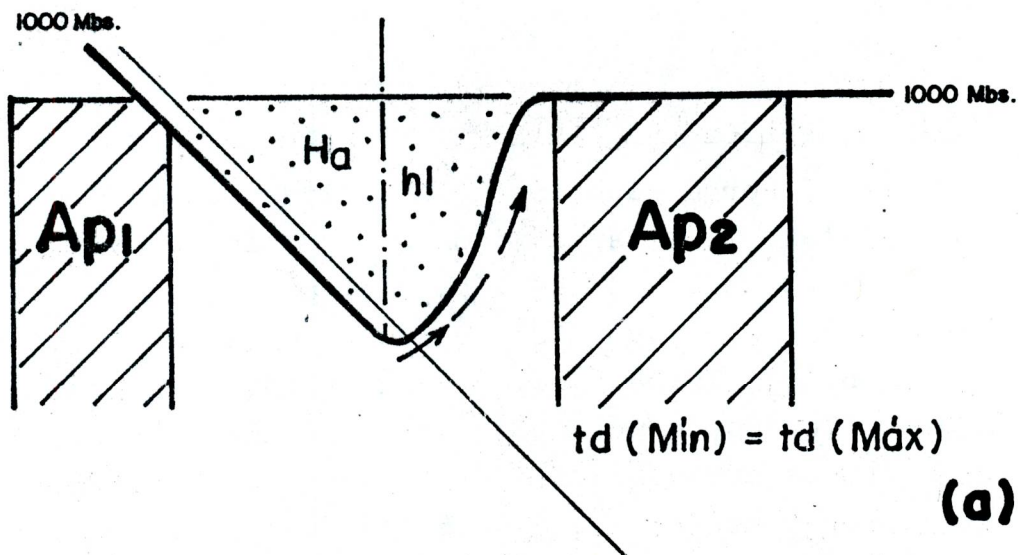


FIG. Nº 3-21 ...

HONDONADA ATMOSFERICA ABIERTA (Ha) EN LA CARA POSTERIOR  
DE UNA ALTA PRESION PLANA Ap. (Figura 3-9, 3-10)

Ya hemos visto que cuando la cara delantera de una alta presión plana Ap, pasa sobre una estación de sondeo E, por los rápidos levantamientos de los niveles de presión que la forman produce ráfagas, fuertes lluvias, truenos y relámpagos. Pero cuando la cara posterior de aquella alta presión plana Ap, empieza a pasar sobre la misma estación E, los rápidos hundimientos de los niveles de presión que la forman ocasionan lluvias continuas con viento calmado sin truenos ni relámpagos.

En la cara delantera e inclinada de Ap, los niveles de presión fijos se levantan tanto hasta el extremo de formar una cresta momentánea para causar en la superficie de E una máxima presión PP(máx te) y elevar el punto atmosférico efectivo (PE), mientras que en la cara posterior e inclinada de Ap (Figura 3-19 y 3-20), los niveles de presión fijos se hunden tanto hasta el extremo de formar una hondonada máxima para causar en la superficie de E una presión mínima PP(mín 1200Z) y bajar el punto atmosférico efectivo (PE).

Todo el proceso de hundimiento de la atmósfera, en la cara posterior de Ap, es completamente inverso al levantamiento atmosférico de la cara delantera de la misma alta presión plana Ap. (Figuras 3-19 y 3-20).

La cara posterior de una alta presión plana Ap, cualquiera, se mueve originalmente con ángulo de incli-

nación  $\beta$  con respecto al plano horizontal tierra y -  
 mientras avanza en la dirección horizontal del espacio  
 aéreo ya recorrido, dicho ángulo  $\beta$ , desde una profun-  
 didad determinada, decrece hasta cero grado ( $0^\circ$ ) y en  
 la parte exterior, inferior y posterior de la alta pre-  
 sión plana  $A_p$ , se va formando un hundimiento espontá-  
 neo, dentro del cual en sus componentes horizontales -  
 encontraremos el tiempo de comienzo ( $t_e$ ) y el tiempo -  
 de duración ( $t_d$ ) de las lluvias. Ese hundimiento espon-  
 táneo atmosférico se conoce como hundimiento momentá-  
 neo. (u hondonada atmosférica abierta).

DEFINICION DE HUNDIMIENTO MOMENTANEO:

Es el descenso vertical de altura complementaria -  
 $h_1$  cuando el nivel de los 1000 mbs se ha hundido por de-  
 bajo del salto atmosférico  $S_a$  (1200Z), lo necesario pa-  
 ra producir sobre un punto P, fijo en tierra y fuera de  
 la superficie de E, una presión mínima a las 1200Z,  $PP$ -  
 (mín 1200Z) supuesta y también fuera de E. Luego por ro-  
 tación de la cara posterior de  $A_p$ , sobre un eje imagina-  
 rio que pasa por  $S_a$ , el ángulo  $\beta$  decrece desde  $\beta$  has-  
 ta cero grado ( $0^\circ$ ) y el punto C (de f) pasa a ocupar un  
 hundimiento medio, en el punto C', donde  $h_1$  alcanza un  
 hundimiento medio convirtiéndose en  $h_1'$ , para producir  
 dentro del área una presión mínima  $PP$ (mín  $t_e$ ) en un -  
 tiempo determinado  $t_e$ , en el momento preciso en que em-  
 piezan las lluvias.

La teoría del hundimiento momentáneo supone que -

cuando el nivel de 1000 mbs, alcanza su máxima hundimiento en h1 (PPmín 1200Z) no llueve sino hasta que el radio H1, recorra diez grados ( $10^\circ$ ) y el punto C llegue hasta C', momento justo en el que empiezan las lluvias, en el tiempo de espera te. La existencia del hundimiento momentáneo (o hundimiento de la atmósfera) es debido a:

- 1) Bajada gradual y continúa de la presión en la superficie de E, después de las 1200Z y donde la presión disminuye desde PP(1200Z) hasta PP(mín te).
- 2) Después de ocurridas las lluvias en un tiempo de duración td, los 1000 mbs vuelven a ocupar la misma altura Sa (1200Z) que tenía a las 1200Z y producir la misma presión PP (1200Z) en la superficie de E.

#### MOVIMIENTO DE LA CARA POSTERIOR DE UNA ALTA PRESION PLANA

AP:

En la figura 3-19 detallaremos el corte transversal de una alta presión plana Ap, hecho por el plano vertical Hp, sobre la estación E. El movimiento de la cara posterior f de Ap, empieza desde una posición inclinada, que contiene los puntos C, Sa, b, donde Ap sigue la dirección F, después de las 1200Z, f continúa moviéndose buscando la posición horizontal f", en los puntos Sa, CSa, C'Sa y Sa.

El hundimiento momentáneo, es un movimiento variado origina tres (3) triángulo rectángulos que son:

Primer Triángulo Rectángulo (β 1): se forma por encima -

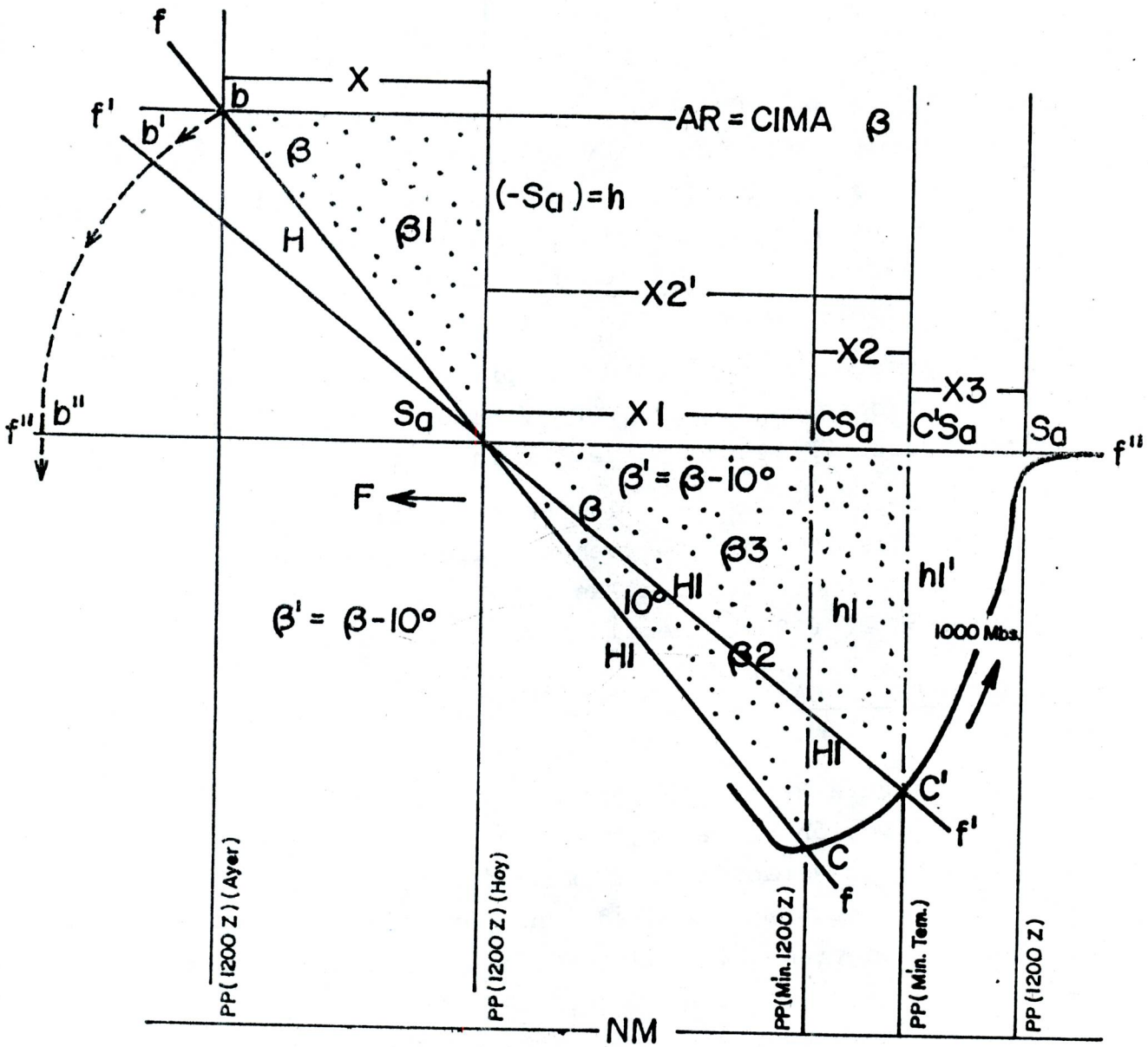


FIG. N° 3-19...

del salto atmosférico negativo (-Sa), entre la altura reinante (AR, o la cima  $\beta$ ) y la horizontal que pasa por Sa

Conocido el salto atmosférico negativo (-Sa) con ayuda de la figura 3-7, obtenemos el ángulo  $\beta$ . Sa es el cateto opuesto a  $\beta$  y tenemos: (figura 3-19)

$$\text{Sen } \beta = \frac{\text{Sa (metros)}}{\text{H (metros)}} ; \quad \text{H} = \frac{\text{Sa (metros)}}{\text{Sen } \beta}$$

H: es la longitud en metros de la hipotenusa del triángulo rectángulo  $\beta$  1.

X: es la longitud en metros del cateto adyacente a (triángulo  $\beta$  1)

$$\text{Tg } \beta = \frac{\text{Sa (metros)}}{\text{X (metros)}} ; \quad \text{X} = \frac{\text{Sa (metros)}}{\text{Tg } \beta}$$

X: no interesa para nuestros cálculos.

Velocidad Inicial de Ap sobre E: justo a las 1200Z en el momento del salto atmosférico negativo (-Sa):

$$V_1 = \frac{\text{H (metros)}}{24 \text{ horas}}$$

Aceleración de Ap:

a: es la aceleración adquirida por Ap, a las 1200Z y es igual a:

$$(V_1)^2 = 2aH ; \quad a = \frac{(V_1)^2}{2H} = \frac{m}{h^2}$$

AR: (figura 3-19), altura reinante, es una horizontal que pasa por el punto de altura que tenía ayer el nivel de presión de 1000 mbs, sobre la estación E. En este caso la cima  $\beta$  y AR, están confundidos en una sola línea horizontal.

NOTA: X, es el cateto adyacente a  $\beta$ , tiene la dirección exacta con que se mueve Ap, pero solamente el segmento H, de la cara inclinada y posterior de Ap, nos dará una velocidad inicial (V1) exacta y variaciones negativas de presión en la superficie de E.

Segundo Triángulo Rectángulo  $\beta 2$ : (figura 3-19)

Este triángulo se forma por debajo de la horizontal del salto atmosférico negativo (-Sa); se después del salto atmosférico a las 1200Z, la presión continúa descendiendo en la superficie de E, esto hace suponer que el nivel de presión de 1000 mbs ha continuado hundiendo aún más hasta el extremo de causar una mínima presión PP (mín 1200Z), la cual se supone fuera del área de E. El segundo triángulo  $\beta 2$ , viene a representar el hundimiento momentáneo.

Toda la cara posterior f de Ap, tiene una sola inclinación  $\beta$  y la altura complementaria h1 supuesta y fuera del área de E; h1 en mbs es igual a la diferencia de presión PP(1200Z) y la presión mínima PP(mín 1200Z) de las 1200Z, en el momento del salto atmosférico negativo (-Sa):

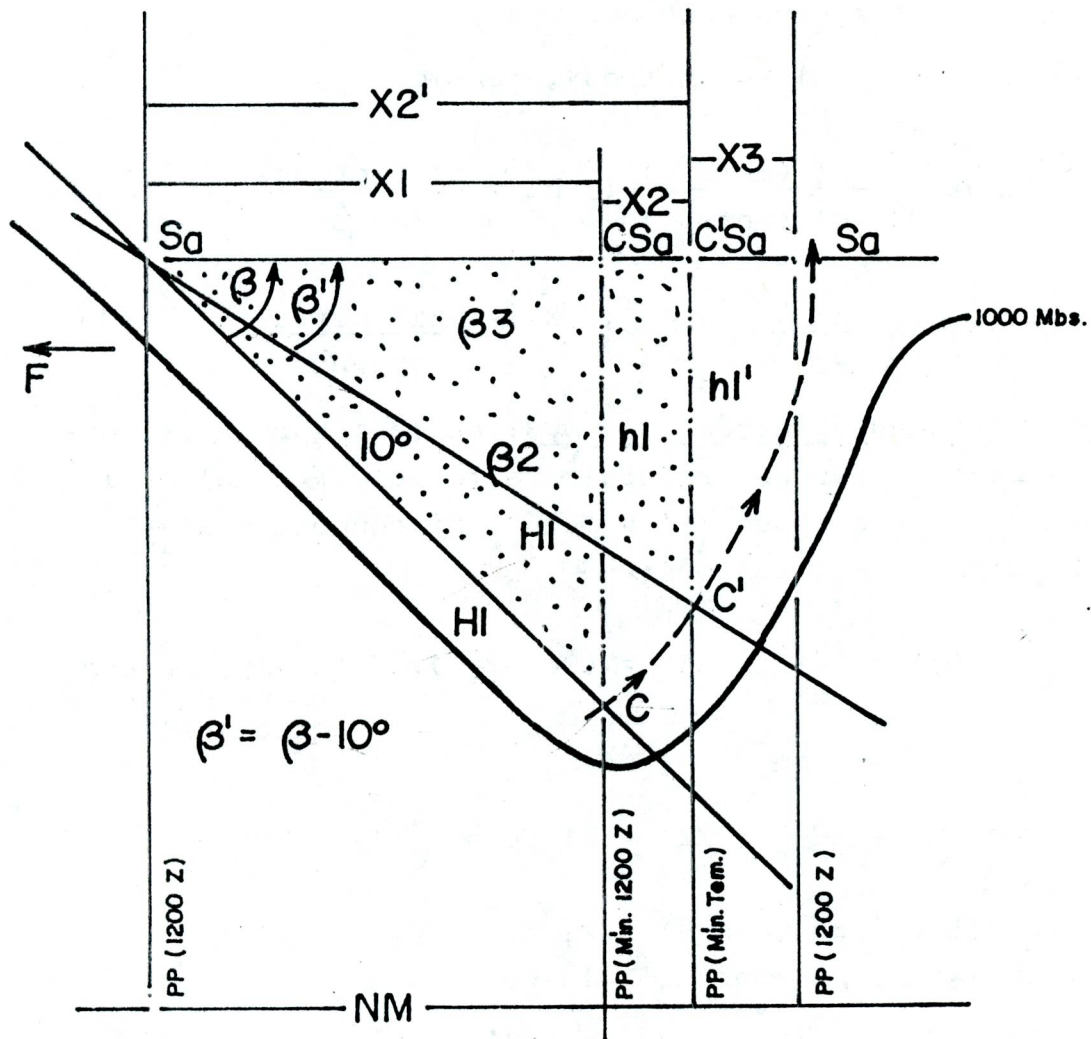


FIG. N° 3-20 ..

$h1 = dpp = PP(1200Z) - PP(\text{mín } 1200Z)$   
 (60 metros es equivalente a 8 mbs).

Conocidos  $\beta$  y  $h1$  (en metros), tenemos:

$$\text{Sen } \beta = \frac{h1 \text{ (metros)}}{H1 \text{ (metros)}} ; H1 = \frac{h1 \text{ (metros)}}{\text{Sen } \beta}$$

$$\text{Tang } \beta = \frac{h1}{X1} ; X1 = \frac{h1 \text{ (metros)}}{\text{Tang } \beta}$$

Tercer Triángulo Rectángulo  $\beta 3$ : en la figura 3-19, observaremos el tercer triángulo rectángulo  $\beta 3$ , el cual tiene un ángulo agudo  $\beta' = -10^\circ$ . Si conocemos a  $\beta'$  y la hipotenusa  $H1$ , tenemos:

$$\text{Sen } \beta' = \frac{h1'}{H1} ; h1' = (\text{Sen } \beta') \cdot H1 \text{ (no interesa para nuestros cálculos).}$$

$$\text{Cos } \beta' = \frac{X2'}{H1} ; X2' = H1 (\text{Cos } \beta').$$

en  $\beta 2$  conocemos  $H1$  y  $X1$

en  $\beta 3$  conocemos  $X2'$ , luego

$$X3 = H1 - X2' \quad \text{y} \quad X2 = X2' - X1$$

La longitud  $Sa - CSa - C'Sa - Sa = H1$  (radio de giro)

Ahora conocemos la longitud de :  $X1, X2, X3$

TIEMPO DE ESPERA DE LLUVIAS (te):

El tiempo que tarda C en llegar a C', es el mismo - tiempo que tarda CSa en llegar a C'Sa, y el mismo tiempo en recorrer a X2, luego:

$$X2 = V1 (te) + 1/2 a(te)^2$$

V1: velocidad inicial de Ap

a: aceleración de Ap. (calculadas ambas en  $\beta 1$ )

te: tiempo de espera de lluvias

Cuando C llegue a C', empiezan las lluvias.

Cuando el radio de giro H1 barre  $10^\circ$ , C llega a C' y se forma el tercer triángulo  $\beta 3$  con el ángulo agudo -

$$\beta' = - 10^\circ$$

DURACION DE LAS LLUVIAS (td): cuando H1 barre el ángulo ' desde C' hasta Sa, el ángulo ' se hace igual a ce ro (horizontal Sa - Sa) y el tiempo que tarde C' en llegar a Sa, es el mismo en recorrer a X2.

$$X3 = VT (td)$$

VT = velocidad total,  $V1 + a(td)$

$$X3 = [V1 + a(td)] (td)$$

$$X3 = V1(td) + a(td)^2 (1)$$

Para el tiempo de duración de las lluvias tenemos dos tiempos:

a) tiempo de duración mínima y un

b) tiempo de duración máxima

El uso de la ecuación (1) para calcular el tiempo de duración de la lluvia en una hondonada atmosférica, en la cara posterior de una alta presión plana  $A_p$ , siempre nos dará un tiempo exacto de duración. La teoría del hundimiento momentáneo HM (figura 3-21), considera que ese tiempo es el que emplea la hondonada atmosférica  $H_a$ , para llenarse cuando la hipotenusa  $H_1$  de  $\beta$  2 varía desde una posición inclinada ( $\beta$ ) hasta ponerse horizontal ( $f''$ ).

Pero hay hondonadas abiertas muy extensas (figura 3-21) donde el tiempo (1):

$a(td)^2 + V(td) - X_3 = 0$ , se cumple pero sigue lloviendo porque aún queda mucho espacio horizontal libre dentro de la hondonada  $H_a$ , entonces (1) es el tiempo de duración mínima  $td(\text{mín})$  dando tiempo de consultar los mapas de superficie y hacer un estimado del área de baja presión y hacer un nuevo boletín calculando  $td(\text{máx})$  el tiempo de duración máxima.

En la figura 3-19, observaremos tres (3) presiones diferentes en la superficie de E, causadas por los diferentes hundimientos que el nivel de presión de 1000 mbs ejecuta sobre la vertical aérea de E. Hay otra presión mínima  $PP(\text{mín } te)$  después de las 1200Z de hoy, que simultáneamente con las lluvias, se logra en la superficie de E, cuando los 1000 mbs, alcanzan su hundimiento medio  $h_1'$  en un tiempo determinado  $te$ .

- 1)  $PP(1200Z)$ : es causada en la superficie de E por la (ayer)

altura reinante (AR) que tenía el nivel de los 1000 mbs ayer a las 1200Z, a lo largo de una vertical aérea perpendicular a E. (figura 3-19)

- 2) PP(1200Z) : es causada en la superficie de E por la altura actual que tiene el nivel de 1000 mbs, hoy a las 1200Z (24 horas después) a lo largo de la misma vertical aérea perpendicular a E.

-  $S_a = h_t - h_t(24)$ : altura 1000 mbs hoy menos altura 1000 mbs ayer.

- 3) PP(mín 1200Z): es supuesta y causada fuera de la superficie de E por el hundimiento complementario  $h_1$  del salto atmosférico negativo ( $-S_a$ ). Es calculable y es igual a:  
 $h_1 = dpp = PP(1200Z \text{ hoy}) - PP(\text{mín } 1200Z)$ ;  
 presión mínima supuesta fuera de E menos presión hoy a las 1200Z.

- 4) PP(mín te): es causada por el hundimiento medio de 1000 mbs  $h_1'$  después de las 1200Z de hoy en un tiempo determinado te, justo en el momento en que los 1000 mbs llegan a su hundimiento medio  $h_1'$ , se produce la presión mínima te PP(mín te) en la superficie de E, simultáneamente se producen las lluvias.

La teoría asegura que a las 1200Z, hay una sola -  
presión en la superficie de E, PP(1200Z) causada por -  
-Sa y que la presión mínima PP(Mín 1200Z) está fuera de  
la superficie de E, pero con esta presión aún no llueve  
sino hasta que el radio H1 recorra diez grados ( $10^\circ$ ) y  
el punto C llegue hasta C', donde  $h_1$  sea igual a  $h_1'$ . -  
El espacio C-C' es igual a X2 y el tiempo en recorrerlo  
es igual a  $t_e$ . En la figura 3-20, se puede observar el  
hundimiento momentáneo de la atmósfera y los triángulos  
rectángulos  $\beta_2$  (con su ángulo agudo y su cateto opues-  
to  $h_1$ ) y  $\beta_3$  (con su ángulo agudo  $\beta' = \quad - 10^\circ$  y su ca-  
teto opuesto  $h_1'$ ) con ellos calcularemos las distancias  
X2 y el tiempo de espera  $t_e$  y la distancia X3 y el tiem-  
po de duración  $t_d$ .

POSICION DE LOS 1000 MBS DESPUES DE LAS LLUVIAS

Los 1000 mbs después de alcanzar su máxima elevación en la cresta momentánea (CM), busca inmediatamente caer a la misma altura que tenía a las 1200Z, en el momento del salto atmosférico Sa y por lo tanto, con la misma altura de las 1200Z, sobre la estación E produce la misma presión PP(1200Z). Este es el caso de la figura 3-13: - después de haberse formado la cresta momentánea (CM) en la parte superior y delantera de Ap, los 1000 mbs vuelven a ocupar la misma altura sobre la horizontal que pasa por el punto del salto atmosférico Sa, en A. Sucede lo mismo en la figura 3-13 parte b) después que la cara delantera Ap varía su posición desde f, igual  $\alpha$ , hasta f', igual  $\alpha'$  ( $80^\circ$ ), en el momento preciso de comenzar las tormentas. Luego de finalizadas estas, los 1000 mbs vuelven a ocupar la misma altura de las 1200Z, es decir, los 1000 mbs, forman horizontalmente la parte superior y plana de Ap.

Figura 3-12: puede observarse en esta figura una alta presión plana Ap, entre dos hondonadas: H1 y H2.

Después de formarse la cresta momentánea (CM) en la parte delantera de Ap, ocurren las lluvias en el punto A, pero luego, los 1000 mbs comienzan a perder altura, bajando desde B hasta B' en la hondonada H2.

Similar suceso ocurre en la figura 3-13A parte c), donde la cresta momentánea alcanza su máxima elevación en la posición f' igual a  $\alpha'$  ( $80^\circ$ ), llueve torrencialmente mejora ligeramente el tiempo para luego, nublarse total-

mente y entonces sigue lloviendo en forma continúa pero variable, sin truenos ni relámpagos y sin ráfagas.

Figura 3-13A parte a): en esta figura observaremos la formación de la cresta momentánea (CM) en la parte delantera de Ap. Cuando  $f$  llega a ocupar  $f'$  con un ángulo  $\alpha'$  igual a  $80^\circ$ , ocurren las tormentas eléctricas y sus respectivas lluvias pero, después los 1000 mbs empiezan a ascender lentamente a una proporción de 3 a 4 metros cada 24 horas (ó 12 horas) y pasarán varios días sin lluvias, pero ésto no quiere decir que estamos en una alta presión abombada y en cuyo centro crece la altura, sino que ésta es una alta presión que va levantando su futura cara delantera de una nueva alta presión para ponerse en la posición de la figura 3-13A parte a').

Esta alta presión es peligrosa porque después de varios días de lluvias, sorprende con un aguacero. Los últimos saltos atmosféricos ( $S_a$ ) son de 8 a 10 metros, pero su cara delantera se ha ido levantando desde la cima plana de Ap.

LAS PRESIONES MINIMAS

Así como todos los puntos fijos sobre la tierra resisten una presión máxima necesaria para que ocurran las lluvias, también dichos puntos resisten una presión mínima después del hundimiento atmosférico negativo (-Sa) a las 1200Z. Todos los puntos fijos sobre la tierra soportan una presión mínima PP(mín te) capaz de provocar lluvias:

Presiones Mínimas:

CARACAS	1006
MARACAY	1004
MAIQUETIA	1004
MARACAIBO	1004
MERIDA	1006
SAN CRISTOBAL	1004
SAN FERNANDO	1004
MATURIN	1003
CUMANA	1003
MARGARITA	1003
BARCELONA	1003

Ejemplo No. 2: Con los mismos datos del ejemplo No. 1 suponemos que el nivel de los 1000 mbs se hundien en la parte posterior de una alta - presión plana Ap, por lo tanto, el salto atmosférico (Sa), tiene sentido negativo.

$$\begin{aligned} \text{Sa} &= -35 \text{ mts} \\ &= 64^\circ \end{aligned}$$

En la figura 3-19 se muestran los tres triángulos rectángulos  $\beta 1$ ,  $\beta 2$  y  $\beta 3$ .

En el primer triángulo  $\beta 1$ , tenemos:

Sa = cateto opuesto a

$$\beta = 64^\circ$$

$$\text{Sen } 64^\circ = 0,898794$$

$$\text{Cos } 64^\circ = 0,438371$$

$$\text{Tag } 64^\circ = 2,050304$$

$$\text{Viento máximo} = -35 \cdot 2 = 0 \text{ Km/h}$$

(no hay viento por ser Sa negativo).

$$\frac{\text{Sa}}{H} = \text{Sen} \quad ; \quad H = \frac{\text{Sa}}{\text{Sen}} = \frac{35 \text{ mts}}{0,898794} = 38,94 \text{ mts.}$$

$$V1 = \frac{38,94 \text{ m}}{24 \text{ h}} = 1,62 \text{ m/h}$$

1,62 m/h = velocidad inicial de Ap sobre E, para los observadores a las 1200Z. (hora del salto atmosférico Sa). Luego:

$$(V1)^2 = 2 \cdot aH, \text{ entonces } a = \frac{(V1)^2}{2 \cdot a} = \frac{2,62}{77,88} = 0,034$$

$$a = 0.034 \text{ m/h}^2$$

$$V1 = 1,62 \text{ m/h}$$

Obtenidos  $a$  y  $V1$  en el primer triángulo rectángulo  $\beta 1$ , pasamos a calcular el segundo triángulo rectángulo  $\beta 2$ .

En la figura 3-20 tenemos un corte transversal de la parte posterior de una alta presión plana  $A_p$ , donde  $\beta 2$ , lo hemos aislado para mejor entendimiento. Nos interesa conocer la altura de  $h1$ , para la cual supondremos que cuando la capa de presión de 1000 mbs se hundió 35 mts a las 1200Z, se registró en la superficie de E 1008 mbs, pero dicho nivel de presión continúa hundiéndose hasta alcanzar una máxima profundidad y registrar una mínima presión. Supondremos que para E la presión mínima es de 1003 mbs, luego la diferencia de presión es:

$$dpp = PP(1200Z) - PP(\text{mín})$$

$$dpp = 1008 \text{ mbs (1200Z)} - 1003 \text{ mbs (mín)}$$

$$dpp = 5 \text{ mbs}$$

$$8 \text{ mbs} - 60 \text{ mts}$$

$$5 \text{ mbs} - h1.$$

Como se puede observar,  $h1$  es el suplemento de hundimiento para un tiempo  $t_e$ .

En el segundo triángulo rectángulo  $\beta 2$  tenemos:

$$\beta = 64 \text{ y } h1 = 37,5 \text{ mts.}$$

$$\frac{h_1}{H_1} = \text{Sen } \beta ; H_1 = \frac{h_1}{\text{Sen } \beta} = \frac{37,5}{0,898794} = 41,72 \text{ m}$$

$$\frac{h_1}{X_1} = \text{Tag } \beta ; X_1 = \frac{h_1}{\text{Tag } \beta} = \frac{37,5}{2,050304} = 18,28 \text{ m}$$

$H_1 = 41,72 \text{ mts}$  y  $X_1 = 18,28 \text{ mts}$ .

Después cuando el nivel de presión de 1000 mbs ha alcanzado su máxima profundidad en su presión mínima PP(mín), la teoría sostiene que el punto C pasa C' recorriendo un ángulo igual a  $10^\circ$  y el tiempo en recorrerlo es igual al tiempo empleado en recorrer a X2, pero para calcular X2, necesitamos a X2' y tenemos:

$$\beta' = \beta - 10$$

$$\beta' = 64^\circ - 10^\circ = 54^\circ, \text{ también conocemos a } H_1$$

$$\text{Sen } 54^\circ = 0,809017$$

$$\text{Cos } 54^\circ = 0,587785$$

$$\text{Tag } 54^\circ = 1,376382$$

Cálculo de X2':

$$\frac{X_2'}{H_1} = \text{Cos } 54 ; X_2' = \text{Cos } 54^\circ \cdot H_1$$

$$X_2' = 0,587785 \cdot (41,72)$$

$$X_2' = 24,52 \text{ mts.}$$

$$X_2' - X_1 = X_2 ; X_2 = 24,52 \text{ m} - 18,28 \text{ m}$$

$$X_2 = 6,24 \text{ m}$$

$$X2 = V1(te) + 1/2 a (te)^2$$

$$Te = \frac{-V1 + \sqrt{(V1)^2 + 2.a.(X2)}}{a} = 4,20 \text{ horas}$$

te = 4,20 horas sumadas a las 1200Z. Las lluvias empiezan a las 16,20 horas Z, 12,20 pm hora local y la duración de estas lluvias es igual:

$$H1 = X1 + X2 + X3 ; X3 = H1 - X1 - X2 = H1 - X2'$$

$$X3 = 41,72 - 18,28 - 6,24 = 17,2 \text{ mts}$$

$$X3 = VT(td) ; VT = V1 + a(td) = \text{velocidad total.}$$

$$X3 = V1(td) + a(td)^2 ; a(td)^2 + V1(td) - X3 = 0$$

$$td = \frac{-V1 + \sqrt{(V1)^2 + 4(a) \cdot (X3)}}{a}$$

$$td = \frac{-1,62 + \sqrt{2,62 + 2,36}}{0,0688} = \frac{-1,62 + 2,23}{0,0688} = \frac{1,61}{0,0688}$$

td = 8,9 horas (duración de las lluvias)

